

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

DORNELLES VISSOTTO JUNIOR

ANÁLISE DO NÍVEL DE SIMILARIDADE ALCANÇADO ENTRE  
TEMPERATURA E UMIDADE E ENTRE SEUS FLUXOS TURBULENTOS  
NO LAGO DE FURNAS, MG-BRASIL.

CURITIBA

2016

DORNELLES VISSOTTO JUNIOR

ANÁLISE DO NÍVEL DE SIMILARIDADE ALCANÇADO ENTRE  
TEMPERATURA E UMIDADE E ENTRE SEUS FLUXOS TURBULENTOS  
NO LAGO DE FURNAS, MG–BRASIL.

Tese apresentada como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Engenharia no Programa de Pós-Graduação em Métodos Numéricos em Engenharia, Setores de Tecnologia e Ciências Exatas, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Nelson Luís da Costa Dias.

CURITIBA

2016

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO SISTEMA DE BIBLIOTECAS/UFPR  
BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

---

V834a

Vissotto Junior, Dornelles

Análise do nível de similaridade alcançado entre temperatura e umidade e entre seus fluxos turbulentos no lago de Furnas, MG–Brasil / Dornelles Vissotto Junior. – Curitiba, 2016.  
191 p. : il. color. ; 30 cm.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Métodos Numéricos em Engenharia, 2016.

Orientador: Nelson Luís da Costa Dias.

1. Razão de Bowen. 2. Número de fluxo de superfície. 3. Evaporação de lagos. 4. Preenchimento de séries. 5. Redes neurais artificiais. I. Universidade Federal do Paraná. II. Dias, Nelson Luís da Costa. III. Título.

CDD: 551.6

---

Bibliotecária: Romilda Santos - CRB-9/1214

## TERMO DE APROVAÇÃO

**DORNELLES VISSOTTO JUNIOR**

### **ANÁLISE DO NÍVEL DE SIMILARIDADE ALCANÇADO ENTRE TEMPERATURA E UMIDADE E ENTRE SEUS FLUXOS TURBULENTOS NO LAGO DE FURNAS, MG-BRASIL.**

Tese aprovada como requisito parcial para a obtenção do grau de Doutor em Engenharia no Programa de Pós-Graduação em Métodos Numéricos em Engenharia, Setores de Tecnologia e Ciências Exatas, Universidade Federal do Paraná, pela seguinte banca examinadora:

Orientador:

NLDIAS

Nelson Luís da Costa Dias, PhD.

Departamento de Engenharia Ambiental, UFPR

NLDIAS (p/ VIDEO CONFERÊNCIA)

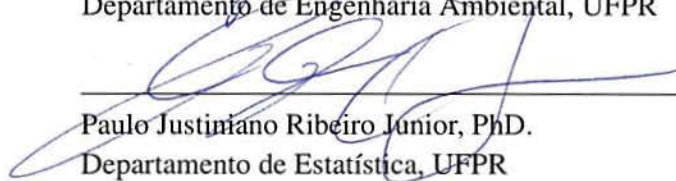
Otávio Costa Acevedo, PhD.

Departamento de Física, UFSM



Tobias Bernward Bleninger, Dr.-Ing.

Departamento de Engenharia Ambiental, UFPR



Paulo Justiniano Ribeiro Junior, PhD.

Departamento de Estatística, UFPR

Diana Maria Cancelli

Diana Maria Cancelli, DSc.

Engenheira de Pesquisa, EnvEx

Curitiba, 31 de março de 2016

## DEDICATÓRIA

Dedico esta tese a minha família,  
pelo apoio, dedicação e paciência.  
Pelas horas em que estive ausente e  
pelos momentos em que,  
mesmo presente, estive distante.  
Pelas horas de sono em branco e  
pelos dias de alegrias vazias.

Amo muito vocês.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu mestre, orientador e professor, Nelson Luís da Costa Dias, pelo empenho, dedicação e confiança depositados neste trabalho e na minha formação.

Agradeço aos membros da banca por aceitarem avaliar este trabalho. Suas contribuições foram muito valiosas para o enriquecimento desta tese, em especial do Prof. Otávio e do Prof. Paulo Justiniano, que na versão muito preliminar da qualificação puderam fazer apontamentos fundamentais para a estruturação desta tese.

Agradeço ao LEMMA - Laboratório de Estudos em Monitoramento e Modelagem Ambiental, pelo apoio científico que tornou possível a minha dedicação para a pesquisa e pelo ambiente agradável de trabalho nestes últimos anos.

Agradeço aos meus amigos do LEMMA pelo apoio, incentivo, pelas palavras de motivação e também pelas horas de descontração, principalmente a Diana Maria Cancelli pelos estudos preliminares que permitiram o desenvolvimento desta pesquisa. Agradeço ao Leocádio Grodzki, Selma Magiotto, Sandro Daniel Sanchez e ao Sandro Vissotto pela manutenção da torre de monitoramento de fluxos e umidade e pelo processamento e disponibilidade dos dados.

Um agradecimento especial ao Prof. Ricardo de Carvalho Almeida por ter disponibilizado o seu modelo de redes neurais para a aplicação neste trabalho e ao Prof. Lucas Emílio Boeing Hoeltgebaum por ter auxiliado a implementação operacional, e também ao Prof. Fernando Augusto Silveira Armani pelas valiosas discussões sobre os modelos analíticos de *footprint*.

Agradeço à A.:R.:L.:S.: Barão do Serro Azul pelos momentos de amizade, pela paciência, pela compreensão e pela união, e por acreditarem, como irmãos, nas minhas virtudes.

Agradeço ao Departamento de Engenharia e Tecnologia Florestal e ao Setor de Ciências Agrárias pelo apoio e incentivo à minha qualificação profissional e pela oportunidade de realizar pesquisas interdisciplinares.

Agradeço ao PPGMNE - Programa de Pós Graduação em Métodos Numérico em Engenharia, pela oportunidade de realizar esta tese, bem como a todos os seus professores por terem participado da construção do meu conhecimento técnico-científico.

Agradeço a FURNAS CENTRAIS ELÉTRICAS S.A. que financiou parcialmente esta pesquisa através do contrato FUNPAR N° 14.265 para o Fundo Setorial de Energia Elétrica Brasileiro.

Agradeço aos meus filhos Pedro e João, por tornarem a minha vida especial a cada dia, e especialmente a minha esposa Kauana por ter tido paciência, resignação e carinho, até mesmo nos momentos em que eu já não mais acreditava.

## EPÍGRAFE

*“Todos os erros humanos são impaciência,  
uma interrupção prematura de um trabalho metódico.”*

Franz Kafka

*“Embora ninguém possa voltar atrás  
e fazer um novo começo,  
qualquer um pode começar agora  
e fazer um novo fim.”*

Chico Xavier

*“A vitória de um homem  
as vezes se esconde  
num gesto forte  
que só ele pode ver...”*

O Rappa

*“O trabalho mais difícil  
é o trabalho sobre si mesmo.”*

M.:I.:C.:T.:M.:R.:



## RESUMO

O monitoramento micrometeorológico tem sido utilizado em reservatórios para a medição dos fluxos de calor latente através do método de covariâncias turbulentas. Um dos principais resultados da Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov – TSMO, é a constatação da similaridade entre os fluxos de calor e vapor d’água. Este resultado é utilizado na maioria dos modelos de transferência para calcular fluxos superficiais e está inserido no conceito da razão de Bowen. Campanhas intensivas de monitoramento micrometeorológico de curtos períodos (menores que 10 dias) tem sido amplamente utilizadas para a verificação da TSMO. Para monitoramentos de longos períodos (um mês ou mais), as complicações de se manter um sistema micrometeorológico ativo dificulta a obtenção de séries, e as hipóteses da TSMO geralmente são verificadas apenas para uma pequena parcela dos dados. Neste trabalho é estudado o efeito da similaridade entre temperatura e umidade nas razões de Bowen por fluxos e por gradientes e nos coeficientes de transferência de turbulência. A análise foi feita seguindo a ideia de número de fluxo de superfície introduzida por Cancelli et al. e aplicada em dados de médias micrometeorológicas de 30 minutos medidos para um período de 50 dias sobre o lago de Furnas, MG–Brasil. Os dados passaram por um controle de qualidade e pela avaliação da pista (*fetch* e *footprint*) de medição. Para o lago verificou-se que a análise individual dos números de fluxo de superfície identifica melhor a similaridade, com o número de fluxo de superfície para temperatura apresentando maior sensibilidade nos resultados de razão de Bowen e nos coeficientes de transferência, efeito também constatado pela análise do método de variância. Isto resultou em uma subestimativa da razão de Bowen por gradiente em comparação com a razão de Bowen medida pelos fluxos. Uma explicação possível é que o fluxo de calor sensível sofre interferência do fluxo de calor por advecção vindo de terra, favorecido pelo tempo seco e frio durante o período de medição, condição em que o fluxo de calor sensível de terra é muito maior que o fluxo de calor sensível do lago. Para a umidade o número de fluxo de superfície apresenta um comportamento mais estável. Neste trabalho também foi avaliado o desempenho do modelo de Rede Neural Artificial (RNA) *backpropagation* para as estimativas do fluxo de calor latente para o preenchimento das falhas nos dados medidos durante os 50 dias. A RNA foi aplicada utilizando vários conjuntos de parâmetros de entrada, estrutura de camadas e tempo de treinamento. O desempenho das estimativas do RNA foi comparado com o desempenho de duas parametrizações para o modelo de transferência de massa, uma de Brutsaert e outra de Verburg e Antenucci. Para avaliar o desempenho dos modelos foram utilizados a eficiência de Nash-Sutcliffe e o índice de concordância de Willmott. O modelo de RNA apresentou resultados para os índices melhores que os modelos de transferência. Os resultados demonstraram que a RNA poder ser utilizada com grande sucesso para o preenchimento das falhas apresentando estimativas de evaporação suficientemente relacionadas com as medições.

**Palavras-chave:** razão de Bowen, número de fluxo de superfície, evaporação de lagos, similaridade de escalares, preenchimento de séries, redes neurais artificiais.

## ABSTRACT

Micrometeorology monitoring has been used in reservoirs for latent heat flux measurements by eddy covariance. The main results of Monin-Obukhov Similarity Theory, hereafter MOST, is the finding of heat and water vapor transport similarity. This result is used in most of transfer models applicable to calculate surface fluxes and is inserted in the Bowen ratio concept. Intensive short periods micrometeorological monitoring (less than 10 days) has been widely used for the verification of the MOST. For long periods monitoring (a month or more) the MOST is hardly to be maintained and the flux similarity is verified only for a small set of the data. This work study the effect of similarity between temperature and humidity in the Bowen ratio by fluxes and by gradients and the turbulence flux transfer coefficients. The analysis was done following the idea of Surface Flux number introduced by Cancelli et al. and applied to 30 min. average of micrometeorological data measures for a 50 days period at the Furnas lake, MG–Brazil. A quality control and evaluation of the measurement fetch and footprint conditions was applied to the data. It was found that the individual analysis of Surface Flux number is best predictor of the similarity and that for the lake the temperature Surface Flux number is more sensitive to the Bowen ratio and flux transfer coefficient results. This resulted in an underestimation of the Bowen ratio estimated by gradient compared to the Bowen ratio measured. One possible explanation is that the sensible heat flux is influenced by heat flux advected from the land portions, favored by dry conditions and cold during the measurement period, on condition that the surface heat flux from land is greater than the flux from lake. The humidity Surface Flux number provides a more stable behavior. In this work we assessed too the performance of a backpropagation Artificial Neural Network (ANN) Model to estimatives of latent heat fluxes to fill the gaps in the 50 days measurement dataset. The ANN was applied using various sets of input parameters, layer structures and training time. The performance of ANN estimatives were compared of two different mass transfer model parameterizations one by Brutsaert and another by Verburg e Antenucci. To evaluate models performance were used the Nash-Sutcliffe efficiency and the Willmott index of agreement. The ANN Model showed better index results than transfer models. The results showed that the ANN could be used with great performance to latent heat flux gap-filling and estimatives are sufficiently related to the measurements.

**Keywords:** Bowen ratio, surface flux number, lake evaporation, scalar similarity, gap-filling, artificial neural network.

## LISTA DE FIGURAS

|      |   |    |
|------|---|----|
| 1.1  | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para todo o período de dados. ....  | 30 |
| 2.1  | Evolução da Camada Limite Atmosférica adaptada de: Stull (1988). ....   | 35 |
| 3.1  | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para todo o período de dados sem filtros (esquerda) e aplicando filtros (direita). .... | 65 |
| 3.2  | RNA <i>backpropagation</i> com uma camada oculta. ....  | 81 |
| 4.1  | Localização do lago de Furnas. ....   | 86 |
| 4.2  | Imagens de satélite do lago de Furnas e da localização da torre de medição (ao centro). ....  | 87 |
| 4.3  | Equipamentos de medição MCT e MCTA instalados em Furnas e vista do <i>fetch</i> ao Norte. ....  | 88 |
| 4.4  | Métricas da pista de medição no lago de Furnas. ....  | 89 |
| 4.5  | Vista do <i>fetch</i> de Furnas ao Leste. ....  | 90 |
| 4.6  | Vista do <i>fetch</i> de Furnas ao Oeste. ....  | 90 |
| 4.7  | Vista da Topografia em Furnas. ....   | 91 |
| 4.8  | Resultados do ExFU-3b no período de 22/07/03 à 31/07/2003. ....   | 92 |
| 4.9  | Resultados do ExFU-3b no período de 01/08/03 à 10/08/2003. ....   | 92 |
| 4.10 | Resultados do ExFU-3b no período de 11/08/03 à 20/08/2003. ....   | 93 |
| 4.11 | Resultados do ExFU-3b no período de 21/08/03 à 30/08/2003. ....   | 93 |
| 4.12 | Resultados do ExFU-3b no período de 31/08/03 à 11/09/2003. ....   | 94 |
| 4.13 | Resultados do ExFU-3b no período de 22/07/03 à 11/09/2003. ....   | 94 |
| 4.14 | Posições relativas dos eixos coordenados e das direções cardeais no anemômetro Young. ....  | 96 |

|      |  |     |
|------|--|-----|
| 4.15 | Diagrama para rotação dos eixos coordenados no anemômetro Young. ....  | 97  |
| 4.16 | Umidade específica pelo CS500 <i>versus</i> umidade específica pelo LI7500 .....   | 101 |
| 4.17 | Diferenças para <i>LE</i> depois da rotação de coordenadas. ....   | 103 |
| 4.18 | Diferenças para <i>LE</i> depois da rotação de coordenadas - Período de 7 dias. ....   | 103 |
| 4.19 | Comparações de <i>LE</i> com rotação depois da correção WPL. ....  | 104 |
| 4.20 | Comparações de <i>LE</i> com rotação depois da correção WPL - Período de 7 dias. ...   | 104 |
| 4.21 | Dispersão de <i>H</i> para cada bloco de 30 minutos .....  | 105 |
| 4.22 | Dispersão de <i>LE</i> para cada bloco de 30 minutos .....   | 106 |
| 4.23 | Dispersão de <i>H</i> para cada bloco de 30 minutos e faixa de 1 desvio mediano. ....  | 107 |
| 4.24 | Dispersão de <i>LE</i> para cada bloco de 30 minutos e faixa de 1 desvio mediano. ...  | 108 |
| 4.25 | Dispersão de <i>H</i> para cada bloco de 30 minutos e faixa de 2,576 desvios medianos.   | 108 |
| 4.26 | Dispersão de <i>LE</i> para cada bloco de 30 minutos e faixa de 2,576 desvios medianos.  | 109 |
| 4.27 | Dispersão de <i>H</i> para cada bloco de 30 minutos após a primeira camada de filtro. .  | 109 |
| 4.28 | Dispersão de <i>LE</i> para cada bloco de 30 minutos após a primeira camada de filtro.   | 109 |
| 4.29 | Dispersão de <i>H</i> para cada bloco de 30 minutos após a primeira camada de filtro<br>e faixa de 2,576 desvios medianos. ....  | 110 |
| 4.30 | Dispersão de <i>LE</i> para cada bloco de 30 minutos após a primeira camada de filtro<br>e faixa de 2,576 desvios medianos. .... | 110 |
| 4.31 | Dispersão de <i>H</i> para cada bloco de 30 minutos após a segunda camada de filtro. .   | 111 |
| 4.32 | Dispersão de <i>LE</i> para cada bloco de 30 minutos após a segunda camada de filtro.  | 111 |
| 4.33 | Histograma para o bloco de 30 minutos correspondente ao horário de 12:30 hs ..   | 112 |
| 4.34 | Histograma para o bloco de 30 minutos correspondente ao horário de 20:30 hs ..   | 113 |
| 4.35 | Histograma para o bloco de 30 minutos correspondente ao horário de 10:00 hs ..   | 114 |
| 4.36 | Rosa dos ventos para as estações outono e inverno (diurno–noturno). ....   | 117 |
| 4.37 | Rosa dos ventos para as estações primavera e verão (diurno–noturno). ....  | 118 |
| 4.38 | Rosa dos ventos para o período de estudo .....   | 119 |

|      |  |     |
|------|--|-----|
| 4.39 | Esquema do efeito dinâmico da estrutura da torre na circulação local. ....   | 120 |
| 4.40 | Rosa dos ventos SecI e SecII e histograma de $H$ para 00:00hs-03:59hs ....   | 122 |
| 4.41 | Rosa dos ventos SecI e SecII e histograma de $H$ para 04:00hs-07:59hs ....   | 122 |
| 4.42 | Rosa dos ventos SecI e SecII e histograma de $H$ para 08:00hs-11:59hs ....   | 123 |
| 4.43 | Rosa dos ventos SecI e SecII e histograma de $H$ para 12:00hs-15:59hs ....   | 123 |
| 4.44 | Rosa dos ventos SecI e SecII e histograma de $H$ para 16:00hs-19:59hs ....   | 124 |
| 4.45 | Rosa dos ventos para SecI e SecII e histograma de $H$ para 20:00hs-23:59hs ....  | 124 |
| 4.46 | Distância $x_f$ de <i>footprint</i> pelo modelo de Hsieh e Chi (2000). ....  | 126 |
| 4.47 | Distância $x_f$ de <i>footprint</i> pelo modelo de Kljun et al. (2015). ....   | 127 |
| 4.48 | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para direções de vento com $x_f \leq 400$ m pelo modelo de Hsieh e Chi (2000, esquerda) e Kljun et al. (2015, direita). .... | 128 |
| 4.49 | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para direções de vento com $x_f > 400$ m pelo modelo de Hsieh e Chi (2000, esquerda) e Kljun et al. (2015, direita). ....    | 128 |
| 4.50 | Rosa dos ventos SecI e Histograma de $H$ ....  | 130 |
| 4.51 | Rosa dos ventos SecII e Histograma de $H$ ....   | 130 |
| 4.52 | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para direções de vento nos subsetores 1 (esquerda) e 2 (direita). ....   | 131 |
| 4.53 | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para direções de vento nos subsetores 3 (esquerda) e 4 (direita). ....   | 132 |
| 4.54 | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para direções de vento nos subsetores 5 (esquerda) e 6 (direita). ....   | 132 |
| 4.55 | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para todos os setores (esquerda) e para os setores SecI (subsetores 1, 2 e 3) e SecII (subsetor 4) (direita). ....           | 133 |
| 5.1  | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para todo o período de dados (esquerda) e aplicando filtros (direita). ....  | 137 |

|      |   |     |
|------|---|-----|
| 5.2  | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para condições de $Sf_{\theta q} > 950$ em SecI e SecII   | 138 |
| 5.3  | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para direções de vento com $x_f \leq 400$ m e $Sf_{\theta q} > 950$ pelo modelo de Hsieh e Chi (2000, esquerda) e Kljun et al. (2015, direita). | 139 |
| 5.4  | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para faixas de $Sf_{\theta}$ e de $Sf_q$ em SecI e SecII  | 141 |
| 5.5  | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para todo o período de dados aplicando filtros (esquerda) e para dados com $Sf_{\theta q} > 950$ (direita).                                     | 143 |
| 5.6  | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para dados com $Sf_{\theta} = (1 \pm 20\%)(1/r_v) Sf_q$ .   | 145 |
| 5.7  | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para condições de $Sf_{\theta q} > 950$ no subsetor 1   | 146 |
| 5.8  | Razão de Bowen medida por fluxos <i>versus</i> razão de Bowen estimada por gradientes para faixas de $Sf_{\theta}$ e de $Sf_q$ e direções de vento no subsetor 1  | 147 |
| 5.9  | Coeficiente de difusividade turbulenta para calor <i>versus</i> coeficiente de difusividade turbulenta para umidade para faixas de $Sf_{\theta}$ e $Sf_q$ e direções do vento em SecI   | 149 |
| 5.10 | Coeficiente de difusividade turbulenta para calor <i>versus</i> coeficiente de difusividade turbulenta para umidade para faixas de $Sf_{\theta}$ e $Sf_q$ e direções de vento no subsetor 1.  | 150 |
| 5.11 | desvio-padrão adimensional $\phi_{\theta}$ , classificado para intervalos de $Sf_q$ .   | 151 |
| 5.12 | desvio-padrão adimensional $\phi_q$ , classificado para intervalos de $Sf_{\theta}$ .   | 152 |
| 5.13 | Eficiência de transferência relativa.   | 155 |
| 5.14 | Eficiência de transferência simétrica.  | 155 |
| 6.1  | Comparativo entre fluxos medidos e estimados para $H$ (esquerda) e para $LE$ (direita)  | 158 |
| 6.2  | Comparativo entre fluxos de calor sensível medidos ( $H$ ) e estimados ( $H_B$ ) para faixas de $Sf_q$ e $Sf_{\theta}$  | 159 |

|     |  |     |
|-----|--|-----|
| 6.3 | Comparativo entre fluxos de calor latente medidos ( $LE$ ) e estimados ( $LE_B$ ) para faixas de $Sf_q$ e $Sf_\theta$ .....  | 160 |
| 6.4 | Comparativo entre fluxos medidos e estimados para $H$ (esquerda) e para $LE$ (direita) .....   | 161 |
| 6.5 | Comparativo entre fluxos de calor sensível medidos ( $H$ ) e estimados ( $H_V$ ) para faixas de $Sf_q$ e $Sf_\theta$ .....   | 162 |
| 6.6 | Comparativo entre fluxos de calor latente medidos ( $LE$ ) e estimados ( $LE_V$ ) para faixas de $Sf_q$ e $Sf_\theta$ .....  | 163 |
| 6.7 | Resultados comparativos de $LE$ dos modelos de transferência e de Redes Neurais Artificiais com relação a medição. ....  | 168 |
| A.1 | Resultados de verificação do <i>bootstrap</i> para desvio da média com sobreposição (esquerda) e intercalados (direita) para os dados de referência. ....                                | 186 |
| A.2 | Resultados de verificação do <i>bootstrap</i> para desvio da mediana com sobreposição (esquerda) e intercalados (direita) para os dados de referência. ....                              | 187 |
| A.3 | Resultados de aplicação do <i>bootstrap</i> para desvio da média com sobreposição (esquerda) e intercalados (direita) para todo o período de dados. ....                                 | 188 |
| A.4 | Resultados de aplicação do <i>bootstrap</i> para desvio da mediana com sobreposição (esquerda) e intercalados (direita) para todo o período de dados. ....                               | 189 |
| A.5 | Resultados de aplicação do <i>bootstrap</i> para desvio da média com sobreposição (esquerda) e intercalados (direita) para os dados de razão de Bowen com $Sf_{\theta_q} > 950$ . ....   | 189 |
| A.6 | Resultados de aplicação do <i>bootstrap</i> para desvio da mediana com sobreposição (esquerda) e intercalados (direita) para os dados de razão de Bowen com $Sf_{\theta_q} > 950$ . .... | 190 |

## LISTA DE TABELAS

|     |  |     |
|-----|--|-----|
| 1.1 | Categoria de tamanho de reservatórios no Brasil. ....  | 22  |
| 1.2 | Principais represas brasileiras em operação. ....  | 24  |
| 4.1 | Resultados da aplicação do filtro de <i>outliers</i> . ....  | 115 |
| 4.2 | Frequência de ventos nas direções cardinais. ....  | 119 |
| 4.3 | Divisão de faixas de horários para as direções do vento. ....  | 121 |
| 4.4 | Divisão de setores de amplitude para as direções do vento. ....  | 121 |
| 4.5 | Resumo do processamento do controle de qualidade sobre os dados ....   | 135 |
| 5.1 | Coeficientes ajustados para as equações (5.10) e (5.11) para a função adimensio-<br>nal $\phi_{\theta}$ . .... | 152 |
| 5.2 | Coeficientes ajustados para as equações (5.10) e (5.11) para a função adimensio-<br>nal $\phi_q$ . ....        | 152 |
| 6.1 | Conjuntos de testes para a RNA. ....   | 165 |
| 6.2 | Critério de interpretação do índice de confiança das estimativas dos modelos. ...                              | 167 |
| 6.3 | Estatísticas dos Modelos. ....   | 168 |



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

|       |   |
|-------|---|
| ANEEL | - Agência Nacional de Energia Elétrica          |
| CI    | - Capacidade Instalada                          |
| CLA   | - Camada Limite Atmosférica                     |
| CM    | - Camada de Mistura                             |
| CS    | - Camada Superficial                            |
| EC    | - <i>Eddy Covariance</i>                        |
| ExFU  | - Experimento intensivo de campo de Furnas      |
| GEE   | - Gases de Efeito Estufa                        |
| LES   | - <i>Large Eddy Simulation</i>                  |
| MBE   | - Método do balanço de energia                  |
| MCT   | - Método de Covariâncias Turbulentas            |
| MCTA  | - Método das Covariâncias Turbulentas Atenuadas |
| NS    | - Navier-Stokes                                 |
| ONS   | - Operador Nacional do Sistema Elétrico         |
| SIN   | - Sistema Interligado Nacional                  |
| WPL   | - Webb-Pearman-Leuning                          |
| ZA    | - Zona de Arrasto                               |

## LISTA DE SÍMBOLOS

### SÍMBOLOS ROMANOS MINÚSCULOS

|               |   |                            |
|---------------|---|----------------------------|
| $c_p$         | - calor específico do ar a pressão cte                  |                            |
| $f$           | - função de probabilidade de contribuição               |                            |
| $g$           | - aceleração da gravidade                               | $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ |
| $m$           | - massa de água   | kg                         |
| $q$           | - umidade específica                                    | $\text{g kg}^{-1}$         |
| $r_{wa}$      | - coeficiente de correlação média entre $w$ e $a$       |                            |
| $r_{te_{ab}}$ | - eficiência de transferência relativa entre $a$ e $b$  |                            |
| $ste_{ab}$    | - eficiência de transferência simétrica entre $a$ e $b$ |                            |
| $t$           | - tempo   | s                          |
| $u$           | - velocidade horizontal                                 | $\text{m s}^{-1}$          |
| $w$           | - velocidade vertical                                   | $\text{m s}^{-1}$          |
| $z$           | - altura de medição                                     | m                          |
| $z_{0E}$      | - comprimento de rugosidade para o vapor d'água         | m                          |
| $z_{0H}$      | - comprimento de rugosidade para o calor                | m                          |
| $z_{0M}$      | - comprimento de rugosidade para momento                | m                          |

### SÍMBOLOS ROMANOS MAIÚSCULOS

|        |  |                                  |
|--------|--|----------------------------------|
| $A$    | - área da superfície                             | $\text{m}^2$                     |
| $Bo$   | - razão de Bowen                                 |                                  |
| $Bo_f$ | - razão de Bowen medida por fluxos               |                                  |
| $Bo_g$ | - razão de Bowen estimada por gradientes         |                                  |
| $C_E$  | - coeficiente de transferência para vapor d'água |                                  |
| $C_H$  | - coeficiente de transferência para temperatura  |                                  |
| $C_M$  | - coeficiente de transferência para momento      |                                  |
| $D$    | - taxa de variação da entalpia                   | $\text{W m}^{-2}$                |
| $E$    | - evaporação                                     | $\text{mm m}^{-2} \text{s}^{-1}$ |

|          |  |                                  |
|----------|--|----------------------------------|
| $F$      | - fluxo da superfície de contribuição                            | $\text{W m}^{-2}$                |
| $F_c$    | - fluxo da concentração do escalar $c$                           |                                  |
| $G$      | - fluxo de calor para o solo                                     | $\text{W m}^{-2}$                |
| $H$      | - fluxo de calor sensível  | $\text{W m}^{-2}$                |
| $K_E$    | - coeficiente de difusão turbulenta para vapor                   |                                  |
| $K_H$    | - coeficiente de difusão turbulenta para temperatura             |                                  |
| $K_M$    | - coeficiente de difusão turbulenta para quantidade de movimento |                                  |
| $L$      | - calor latente de vaporização                                   | $\text{J kg}^{-1}$               |
| $L_O$    | - comprimento de estabilidade de Monin-Obukhov                   | $\text{m}$                       |
| $LE$     | - fluxo de calor latente   | $\text{W m}^{-2}$                |
| $P$      | - precipitação   | $\text{mm m}^{-2} \text{s}^{-1}$ |
| $Q_\eta$ | - quantidade emitida pelo ponto no entorno da medição            | $\text{m}^2$                     |
| $Q_a$    | - vazão de massa afluente  | $\text{mm s}^{-1}$               |
| $Q_e$    | - vazão de massa efluente  | $\text{mm s}^{-1}$               |
| $R_n$    | - radiação líquida na superfície                                 | $\text{W m}^{-2}$                |
| $S$      | - massa de água armazenada                                       | $\text{mm}$                      |
| $Sc_E$   | - número de Schmidt para o vapor d'água                          |                                  |
| $Sc_H$   | - número de Schmidt para o calor                                 |                                  |
| $Sf_a$   | - número de fluxo de superfície para $a$                         |                                  |
| $T_a$    | - temperatura do ar  | $\text{K}$                       |

### SÍMBOLOS GREGOS MINÚSCULOS

|               |  |                            |
|---------------|--|----------------------------|
| $\varepsilon$ | - razão da massa molar de vapor e ar seco            |                            |
| $\eta$        | - contribuição total mensurada na posição de medição |                            |
| $\gamma$      | - constante psicrométrica                            | $\text{Pa K}^{-1}$         |
| $\kappa$      | - constante de von Kármán                            |                            |
| $\nu_a$       | - difusividade molecular para $a$                    | $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ |
| $\nu$         | - viscosidade cinemática do ar                       |                            |
| $\rho$        | - a densidade média do ar                            | $\text{kg m}^{-3}$         |

|            |   |                                  |
|------------|---|----------------------------------|
| $\sigma_a$ | - variância do escalar $a$                  |                                  |
| $\tau$     | - tensor de tensões de Reynolds             | $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ |
| $\theta_v$ | - temperatura virtual                       | K                                |
| $\theta$   | - temperatura potencial                     | K                                |
| $\zeta$    | - variável de estabilidade de Monin-Obukhov |                                  |

### SÍMBOLOS GREGOS MAIÚSCULOS

|          |  |                     |
|----------|--|---------------------|
| $\Omega$ | - velocidade angular da Terra                | $\text{rad s}^{-2}$ |
| $\Psi_E$ | - função de estabilidade para o vapor d'água |                     |
| $\Psi_H$ | - função de estabilidade para o calor        |                     |
| $\Psi_M$ | - função de estabilidade para o momento      |                     |

### SÍMBOLOS GERAIS

|               |   |                   |
|---------------|---|-------------------|
| MSE           | - erro médio quadrático                               |                   |
| $a_*$         | - escala de comprimento do escalar $a$                |                   |
| $\vec{r}$     | - vetor posição do ponto de medição                   | m                 |
| $\tilde{s}_T$ | - desvio-padrão da mediana sobre um conjunto de dados |                   |
| $\bar{u}$     | - velocidade média do vento                           | $\text{m s}^{-2}$ |
| $u_*$         | - escala de velocidade do vento                       |                   |
| $\tilde{x}$   | - mediana sobre um conjunto de dados                  |                   |

## SUMÁRIO

|          |   |           |
|----------|---|-----------|
| <b>1</b> | <b>INTRODUÇÃO</b>   | <b>22</b> |
| 1.1      | O PROBLEMA PARA O LAGO DE FURNAS .....  | 28        |
| 1.2      | OBJETIVOS .....   | 31        |
| 1.3      | JUSTIFICATIVA.....  | 32        |
| <b>2</b> | <b>CONCEITOS FUNDAMENTAIS</b>   | <b>35</b> |
| 2.1      | DECOMPOSIÇÃO DE REYNOLDS .....  | 37        |
| 2.2      | EQUAÇÕES DE TRANSPORTE .....  | 37        |
| 2.3      | EQUAÇÕES DA TURBULÊNCIA .....   | 39        |
| 2.4      | TEORIA DE SIMILARIDADE DE MONIN-OBUKHOV .....   | 41        |
| 2.5      | MÉTODO DE MEDIÇÃO DE COVARIÂNCIAS TURBULENTAS .....                                     | 43        |
| 2.6      | FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA .....  | 45        |
| <b>3</b> | <b>REVISÃO DOS MÉTODOS DE ANÁLISE E QUANTIFICAÇÃO DE FLUXOS EM SUPERFÍCIES LÍQUIDAS</b> | <b>49</b> |
| 3.1      | ESTIMATIVAS DE EVAPORAÇÃO .....   | 52        |
| 3.1.1    | Método do balanço de energia – razão de Bowen .....                                     | 54        |
| 3.1.2    | Método das covariâncias turbulentas .....   | 55        |
| 3.1.3    | Método de transferência de massa .....  | 58        |
| 3.2      | DESENVOLVIMENTOS E APRIMORAMENTOS DOS MÉTODOS UTILIZADOS .....                          | 62        |
| 3.2.1    | Desenvolvimentos do método do balanço de energia – razão de Bowen ..                    | 64        |
| 3.2.2    | Desenvolvimentos do método das covariâncias turbulentas .....                           | 67        |

|          |  |           |
|----------|--|-----------|
| 3.2.3    | Correção dos fluxos devido as flutuações de densidade (WPL) .....                          | 68        |
| 3.2.4    | Análise da área de contribuição – <i>footprint</i> .....                                   | 69        |
| 3.2.5    | Similaridade entre os escalares – número de fluxo de superfície .....                      | 75        |
| 3.2.6    | Similaridade entre os escalares – método da variância .....                                | 77        |
| 3.2.7    | Similaridade entre os escalares – eficiência de transferência .....                        | 78        |
| 3.2.8    | Desenvolvimentos do método de transferência de massa .....                                 | 79        |
| 3.2.9    | Modelos numéricos de redes neurais artificiais .....                                       | 80        |
| <b>4</b> | <b>PROCESSAMENTO DOS DADOS MICROMETEOROLÓGICOS DO LAGO DE FURNAS</b>                       | <b>85</b> |
| 4.1      | DESCRIÇÃO DO EXPERIMENTO .....   | 85        |
| 4.2      | PROCESSAMENTO DOS DADOS MICROMETEOROLÓGICOS .....  | 95        |
| 4.2.1    | Ajuste do vetor médio do vento .....   | 96        |
| 4.2.2    | Cálculo dos Fluxos de Calor Sensível e Calor Latente .....                                 | 100       |
| 4.2.3    | Correção da umidade do sensor infravermelho pela média da umidade do termohigrômetro ..... | 100       |
| 4.2.4    | Correção do fluxo de calor latente em função das flutuações de temperatura – WPL .....     | 101       |
| 4.3      | RESULTADOS DAS CORREÇÕES APLICADAS .....   | 102       |
| 4.3.1    | Diferenças para <i>LE</i> após a rotação de coordenadas .....                              | 102       |
| 4.3.2    | Diferenças de <i>LE</i> após a correção WPL .....  | 103       |
| 4.4      | DETECÇÃO DE <i>OUTLIERS</i> .....  | 105       |
| 4.4.1    | Primeira camada do filtro .....  | 108       |
| 4.4.2    | Segunda camada do filtro .....   | 110       |
| 4.4.3    | Histogramas dos fluxos a cada 30 minutos .....   | 112       |
| 4.5      | ANÁLISE DO <i>FETCH</i> DE MEDIÇÃO .....   | 116       |
| 4.5.1    | Sazonalidade anual e padrão de circulação do ventos .....                                  | 116       |

|          |   |            |
|----------|---|------------|
| 4.5.2    | Padrão de circulação do ventos no período de medição . . . . .  | 118        |
| 4.5.3    | Rosa dos ventos em setores e histogramas de fluxo de calor . . . . .  | 120        |
| 4.5.4    | Estudo da superfície de contribuição dos fluxos ( <i>footprint</i> ) . . . . .                                  | 124        |
| 4.5.5    | Definição do setor de estudo . . . . .  | 129        |
| 4.5.6    | Verificação das razões de Bowen para os setores de vento . . . . .  | 131        |
| 4.6      | RESUMO DO PROCESSAMENTO DE DADOS . . . . .  | 133        |
| <b>5</b> | <b>RESULTADOS DA SIMILARIDADE DE ESCALARES EM FURNAS</b>  | <b>136</b> |
| 5.1      | O NÚMERO DE FLUXO DE SUPERFÍCIE . . . . .   | 140        |
| 5.2      | SEPARAÇÃO DO <i>FETCH</i> DE MEDIÇÃO PARA O SETOR COM MELHOR<br>PISTA DE VENTO . . . . .                        | 145        |
| 5.3      | COEFICIENTE DE DIFUSIVIDADE TURBULENTA . . . . .  | 147        |
| 5.4      | O MÉTODO DA VARIÂNCIA . . . . .   | 150        |
| 5.5      | ÍNDICES DE SIMILARIDADE DA EFICIÊNCIA DE TRANSFERÊNCIA<br>ENERGÉTICA . . . . .                                  | 154        |
| <b>6</b> | <b>RESULTADOS COM MODELOS NUMÉRICOS PARA ESTIMATIVA DE FLU-<br/>XOS</b>   | <b>157</b> |
| 6.1      | MODELO DE TRANSFERÊNCIA DE MASSA . . . . .  | 158        |
| 6.1.1    | Modelo de transferência de Brutsaert . . . . .  | 158        |
| 6.1.2    | Modelo de transferência de Verburg . . . . .  | 161        |
| 6.2      | MODELO DE REDES NEURAS ARTIFICIAIS . . . . .  | 164        |
| 6.3      | COMPARATIVO DOS RESULTADOS DOS MODELOS . . . . .  | 166        |
| <b>7</b> | <b>CONCLUSÕES</b>   | <b>170</b> |
|          | <b>REFERÊNCIAS</b>  | <b>174</b> |
|          | <b>Apêndice A – METODOLOGIAS ESTATÍSTICAS E ESTIMATIVA DA RETA DE<br/>REGRESSÃO PARA DADOS NÃO PARAMÉTRICOS</b> | <b>184</b> |

## 1 INTRODUÇÃO

Os lagos são concentrações de água armazenada pela topografia, e quando são formados de maneira artificial através de obras hidráulicas (como barragens, por exemplo) e com o volume controlado, são também denominados reservatórios. Constituem-se em importantes unidades hidrológicas para a sociedade, principalmente para o abastecimento de água e a geração de energia hidrelétrica. O Brasil, com 12% da água doce superficial disponível no planeta, coloca-se entre os cinco maiores países em termos de potencial técnico de aproveitamento desta água para a geração de energia hidrelétrica, o que torna a gestão de reservatórios para este fim uma área estratégica para o desenvolvimento do país. No Brasil, os reservatórios são classificados pelo seu tamanho em termos de sua área e quantidade de água conforme a Tabela 1.1.

Tabela 1.1: Categoria de tamanho de reservatórios no Brasil.

| <b>Categoria</b> | <b>Volume (m<sup>3</sup>)</b>       | <b>Área (km<sup>2</sup>)</b>      |
|------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|
| Pequeno          | 10 <sup>6</sup> a 10 <sup>8</sup>   | 1 a 10 <sup>2</sup>               |
| Médio            | 10 <sup>8</sup> a 10 <sup>10</sup>  | 10 <sup>2</sup> a 10 <sup>4</sup> |
| Grande           | 10 <sup>10</sup> a 10 <sup>11</sup> | 10 <sup>4</sup> a 10 <sup>6</sup> |

Fonte: ANEEL (2008)

Devido à magnitude dos reservatórios hidrelétricos no Brasil e à sua importância para impulsionar o crescimento do país através da geração de energia elétrica, a gestão da geração e distribuição desta energia tornou-se um fator estratégico. O Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS) é o órgão responsável pela coordenação e controle da operação das instalações de geração e transmissão de energia elétrica no Sistema Interligado Nacional (SIN), sob a fiscalização e regulação da ANEEL – Agência Nacional de Energia Elétrica. Uma das funções



do ONS é gerenciar de forma eficiente a operação dos reservatórios hidrelétricos, contribuindo assim para o desenvolvimento nacional através da geração de energia em bases sustentáveis.

Dados da ANEEL (BRONZATTI; NETO, 2008; ANEEL, 2008, 2015) mostram que a Capacidade Instalada (CI) de geração elétrica no Brasil ao final de 2015 atingiu o montante de 146,2 GW, com 6,4 GW de expansão sobre 2014. Desse total, tem destaque a potência de 89,6 GW de energia das usinas hidrelétricas (61% do total), seguida de 13,1 GW de gás natural (8,9%) e de 10,9 GW de biomassa (7,5%). Considerando a potência em operação, aquela que realmente foi gerada e distribuída, a oferta total de potência atingiu 141,6 GW, em 2015.

As 22 maiores usinas hidrelétricas respondem por cerca de 61% da capacidade total hídrica e 37% da CI nacional e estão elencadas na tabela 1.2, juntamente com as informações operacionais e características fisiográficas de cada uma. Juntas representam uma área inundada de aproximadamente 15.000 km<sup>2</sup>, que corresponde a 8,5% da área de lagos, rios, barragens, açudes, cidades e rodovias do Brasil. A área total inundada por hidrelétricas, estimada em 37.600 km<sup>2</sup>, representa 0,4% da área geográfica brasileira (BRONZATTI; NETO, 2008).

Como visto pela tabela 1.2, o reservatório de Furnas, que será objeto deste estudo, aparece na lista logo abaixo das 20 maiores hidrelétricas em capacidade instalada, mas é uma das principais da região Centro-Oeste, a quinta maior em área inundada e a terceira maior em volume no Brasil. Vale ressaltar também que Itaipu, por ser uma usina binacional, contabiliza apenas os dados da ocupação e produção correspondente ao lado brasileiro.

Devido ao grande potencial para a geração de energia hidrelétrica e à necessidade crescente de consumo, projetos de novas usinas ainda estão em desenvolvimento e também estão referenciadas ao final da tabela 1.2. Estas usinas vão aumentar a CI de hidrelétricas do Brasil em quase 25%, contribuindo para a redução da operação das termelétricas, que produzem maior emissão de gases de efeito estufa – GEE.

Tabela 1.2: Principais represas brasileiras em operação.

|                                | Nome                     | CI*          | Operação*    | UF        | Inicial-Plena    | FC          | Área*        | Vol. máx.*  | Vol. útil*  | Rio           |
|--------------------------------|--------------------------|--------------|--------------|-----------|------------------|-------------|--------------|-------------|-------------|---------------|
| 1                              | Tucuruí I e II           | 8.535        | 8.535        | PA        | 1984–2010        | 0,53        | 2.850        | 45,5        | 32,0        | Tocantins     |
| 2                              | Itaipu (Brasil)          | 7.000        | 7.000        | PR        | 1989–1991        | 0,65        | 1.350        | 29,0        | 0           | Paraná        |
| 3                              | Jirau                    | 3.750        | 3.750        | RO        | 2013             | 0,56        | 258          | 2,7         | 0           | Madeira       |
| 4                              | Santo Antônio            | 3.568        | 2.641        | RO        | 2012             | 0,48        | 271          | 2,1         | 0           | Madeira       |
| 5                              | Ilha Solteira            | 3.444        | 3.444        | SP        | 1973–1978        | 0,40        | 1.955        | 21,1        | 5,6         | Paraná        |
| 6                              | Xingó                    | 3.162        | 3.162        | SE        | 1994–1997        | 0,40        | 60           | 3,8         | 0           | São Franc.    |
| 7                              | Paulo Afonso IV          | 2.462        | 2.462        | AL        | 1979–1983        | 0,45        | 17           | 0,1         | 0           | São Franc.    |
| 8                              | Itumbiara                | 2.082        | 2.080        | MG        | 1980–1981        | 0,33        | 797          | 17,0        | 12,5        | Paranaíba     |
| 9                              | Teles Pires              | 1.820        | 728          | MT        | 2015             | 0,66        | 150          | –           | –           | Teles Pires   |
| 10                             | São Simão                | 1.710        | 1.710        | MG        | 1978             | 0,66        | 665          | 12,5        | 5,5         | Paranaíba     |
| 11                             | Gov. Bento Munhoz R.N.   | 1.676        | 1.676        | PR        | 1980–1982        | 0,46        | 142          | 5,8         | 3,8         | Iguaçu        |
| 12                             | Eng. Souza Dias (Jupiá)  | 1.551        | 1.551        | SP        | 1969–1974        | 0,53        | 327          | 3,4         | 0           | Paraná        |
| 13                             | Eng. Sérgio Motta        | 1.540        | 1.540        | MS        | 1999–2003        | 0,63        | 1.915        | 20,0        | 0           | Paraná        |
| 14                             | Luiz Gonzaga (Itaparica) | 1.480        | 1.480        | BA        | 1988–1990        | 0,32        | 816          | 10,8        | 3,5         | São Franc.    |
| 15                             | Itá                      | 1.450        | 1.450        | RS/SC     | 2000–2001        | 0,71        | 141          | 5,1         | 0           | Uruguai       |
| 16                             | Marimbondo               | 1.440        | 1.440        | MG        | 1975–1977        | 0,23        | 427          | 6,2         | 5,0         | Grande        |
| 17                             | Salto Santiago           | 1.420        | 1.420        | PR        | 1980–1982        | 0,65        | 208          | 6,8         | 4,1         | Iguaçu        |
| 18                             | José Ermírio de Moraes   | 1.396        | 1.396        | SP        | 1978–1979        | 0,34        | 644          | 11,0        | 5,2         | Grande        |
| 19                             | Serra da Mesa            | 1.275        | 1.275        | GO        | 1998–1999        | 0,41        | 1.784        | 54,4        | 43,3        | Tocantins     |
| 20                             | Gov. Ney Aminthas B.B.   | 1.260        | 1.260        | PR        | 1992–1993        | 0,69        | 81           | 3,0         | 0,4         | Iguaçu        |
| 21                             | Governador José Richa    | 1.240        | 1.240        | PR        | 1999             | 0,70        | 141          | 3,6         | 3,6         | Iguaçu        |
| 22                             | <b>FURNAS</b>            | <b>1.216</b> | <b>1.216</b> | <b>MG</b> | <b>1963–1965</b> | <b>0,70</b> | <b>1.440</b> | <b>22,9</b> | <b>17,2</b> | <b>Grande</b> |
| <b>Brasil (Operação Total)</b> |                          | 89.574       | 86.864       | -         | -                | 0,49        | 37.576       | -           | -           | -             |
| 1**                            | Belo Monte               | 11.233       | (C)          | PA        |                  |             | 516          |             |             | Rio Xingú     |
| 2**                            | São Luiz do Tapajós      | 6.133        | (P)          | PA        |                  |             | 722,25       |             |             | Rio Tapajós   |
| 3**                            | Jatobá                   | 2.338        | (P)          | PA        |                  |             | 646,3        |             |             | Rio Tapajós   |

Nota: \*CI e Operação (MW), Área (km<sup>2</sup>) e Vol. (km<sup>3</sup>). \*\*(C) em construção e (P) em projeto. Fonte: ANEEL (2008) atualizado com ANEEL (2015)

Para garantir a eficiência do sistema de geração de energia das hidrelétricas, um dos objetivos da operação de um reservatório é administrar o volume de água armazenada. Isto deve ser feito levando em consideração vários fatores como pluviosidade, vazões afluentes e a sazonalidade climática, entre outros. Em resumo, o que essa complexa gestão faz é administrar a capacidade de controlar o volume de água armazenada durante os períodos com chuvas para garantir a produção de energia elétrica durante os períodos de estiagem.

Um ponto estratégico para a operação está na correta aplicação do balanço hídrico do reservatório que contabiliza a quantidade de massa de água que entra e que sai do volume do reservatório. O balanço hídrico é dependente das variáveis atmosféricas, dos processos de interação da superfície do reservatório com a atmosfera, bem como da dinâmica dos corpos hídricos afluentes ao reservatório. Supondo que a massa de água se conserva para um intervalo de tempo  $t$ , é possível definir o balanço de massa na superfície como:

$$\frac{dS}{dt} = (P - E)A + Q_a - Q_e, \quad (1.1)$$

onde  $S$  é a massa de água armazenada dentro do volume de controle (reservatório),  $P$  é a precipitação e  $E$  a evaporação,  $A$  a área horizontal exposta à atmosfera,  $Q_a$  e  $Q_e$  as vazões mássicas afluente e efluente para o volume de controle.

Pela equação (1.1) percebe-se que se a evaporação ( $E$ ) for grande o suficiente passa a assumir um papel importante na quantificação do balanço de massa e que a sua influência é proporcional a área do reservatório. Considerando a superfície total de área coberta por reservatórios no Brasil (aproximadamente 37600 km<sup>2</sup>), por exemplo, uma diferença de 0,05 mm dia<sup>-1</sup> na estimativa da evaporação média diária (um erro em torno de 1% na representatividade média de evaporação dos lagos no Brasil) significa um volume de água de aproximadamente 1.880.000 m<sup>3</sup> que podem ser contabilizados ou negligenciados diariamente. Como referência, utilizando o consumo per capita para projetos de abastecimento de água doméstico de 200 l por habitante por dia (0,2 m<sup>3</sup>), o volume contabilizado ou negligenciado nas estimativas de evaporação de reserva-

tórios é suficiente para atender ao consumo de 9.400.000 habitantes, quase toda a população do estado do Paraná diariamente.

Para produzir evaporação é necessário disponibilizar uma certa quantidade de calor para transformar o estado da água de líquido para gasoso. Isto faz com que a evaporação também assuma um papel importante no balanço de energia, pois a energia disponibilizada para a evaporação é uma parcela substancial da energia total recebida pelo lago. Analogamente ao balanço de massa, supondo que a quantidade de energia se conserva, é possível definir o balanço de energia na superfície como (DIAS; REIS, 1998):

$$R_n = H + LE + G + D, \quad (1.2)$$

onde  $R_n$  a radiação líquida na superfície,  $LE$  o fluxo de calor latente,  $H$  o fluxo de calor sensível,  $G$  o fluxo de calor através do fundo de um lago e  $D$  a taxa de variação de entalpia nas águas do lago. Outra consequência das diferenças na estimativa da evaporação é que também afetam significativamente o balanço de energia.

Por outro lado, fazendo o caminho inverso é possível obter a evaporação a partir da energia disponível na superfície. A partição da energia disponível na superfície entre os fluxos superficiais de calor latente ( $LE$ ) e de calor sensível ( $H$ ) é um processo complexo que envolve diversos fatores como clima, heterogeneidade da cobertura do solo, tipo de cobertura do solo e os seus mecanismos; fatores que provocam intensa variabilidade nas estimativas (WILSON et al., 2002). Uma correta estimativa desta partição é fundamental porque resulta na correta estimativa do balanço hídrico na superfície.

Um dos métodos de balanço de energia amplamente utilizados para a quantificação da partição dos fluxos superficiais é o método de balanço de energia (MBE) – razão de Bowen (BOWEN, 1926). Pode-se definir a razão de Bowen –  $Bo$ , como a fração entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente:

$$Bo = \frac{H}{LE}. \quad (1.3)$$

Para uma estimativa mais precisa da razão de Bowen é necessária a medição dos fluxos superficiais sobre a área desejada. Esta medição pode ser realizada através de diferentes sistemas de monitoramento de maneira direta ou indireta, que serão explicados abaixo.

Quando medidos por sistemas micrometeorológicos, utilizando sensores com baixo tempo de resposta e alta frequência de medição,  $H$  e  $LE$  podem ser calculados diretamente pelas correlações das flutuações turbulentas de temperatura e umidade e a equação (1.3) ficará:

$$Bo_f = \frac{\rho c_p \overline{w'\theta'}}{\rho L \overline{w'q'}}, \quad (1.4)$$

resultando na razão de Bowen por fluxos –  $Bo_f$ , onde  $c_p$  é o calor específico a pressão constante,  $\rho$  é a densidade do ar,  $L$  é o calor latente de vaporização,  $\overline{w'\theta'}$  e  $\overline{w'q'}$  as covariâncias turbulentas entre a velocidade vertical e a temperatura e a umidade, respectivamente. Esta equação será tratada com mais detalhes no capítulo 2.

No entanto, implementar sistemas de medição direta sobre superfícies de lagos é extremamente custoso, pois utilizam-se equipamentos muito caros e que exigem manutenção frequentemente. Além disso, sistemas de medição direta são recentes e não estavam disponíveis quando foram realizados os estudos por Bowen. Neste sentido, os sistemas de medição indireta foram utilizados para os estudos de Bowen e ainda representam a alternativa viável mais utilizada nos dias atuais.

Quando medidas as médias da temperatura e da umidade pelo menos em dois níveis verticais diferentes, os fluxos podem ser estimados de maneira indireta pelo gradiente de perfil vertical de temperatura e umidade, reescrevendo a equação (1.3) como:

$$Bo_g = \frac{\rho c_p K_H \frac{d\bar{T}}{dz}}{\rho L K_E \frac{d\bar{q}}{dz}}, \quad (1.5)$$

resultando na razão de Bowen por gradientes –  $Bo_g$ , onde  $K_H$  e  $K_E$  são os coeficientes de difusão turbulenta para o calor e para o vapor d'água, respectivamente,  $T_a$  é a temperatura do ar e  $q$  a umidade específica. Detalhes desta equação serão tratados no capítulo 3. O sistema de medição e a obtenção dos dados para o cálculo das equações (1.4) e (1.5) serão tratados no capítulo 4.

Apesar das diferenças existentes nos sistemas de medição direta e indireta para o cálculo das razões de Bowen pelas equações (1.4) e (1.5), tanto  $Bo_f$  quanto  $Bo_g$  devem resultar, essencialmente, nos mesmos valores.

O diferencial do MBE está na facilidade de aplicação para os cálculos da partição da energia na equação (1.2), após a estimativa da razão de Bowen. Por ser um método tradicional e possibilitar a sua estimativa com sensores mais robustos e de menor custo se comparados aos sensores micrometeorológicos, é ainda um método muito utilizado em estudos de reservatórios.

Um dos pressupostos básico envolvidos por trás do MBE – razão de Bowen, é a definição de que os escalares temperatura e umidade são transportados de maneira similar na atmosfera, o que depois foi confirmado na TSMO. Para superfícies líquidas (grandes lagos), reconhecidamente homogêneas com relação à distribuição espacial e rugosidade, a similaridade supõe que a razão de Bowen se comporte de maneira uniforme, o que resulta numa melhor estimativa dos fluxos. No entanto, mesmo para superfícies líquidas homogêneas, verificam-se resultados que não obedecem às condições de similaridade.

Este trabalho trata da análise sobre as medidas do monitoramento micrometeorológico sobre o lago de Furnas em Minas Gerais, mais especificamente a relação entre a similaridade de temperatura e umidade e suas implicações para as estimativas de evaporação, utilizando como referência o comparativo entre os sistemas de medição direta e indireta.

A sequência desta introdução apresenta os aspectos relevantes desta pesquisa, justificando a escolha do tema e contextualizando o desenvolvimento com os objetivos a serem atingidos com esta tese, seguindo de uma descrição breve do que será abordado em cada capítulo.

## **1.1 O PROBLEMA PARA O LAGO DE FURNAS**

No período entre os anos de 2002 e 2005, FURNAS CENTRAIS ELÉTRICAS S.A. financiou um projeto de pesquisa através do contrato FUNPAR N° 14.265 para o Fundo Setorial

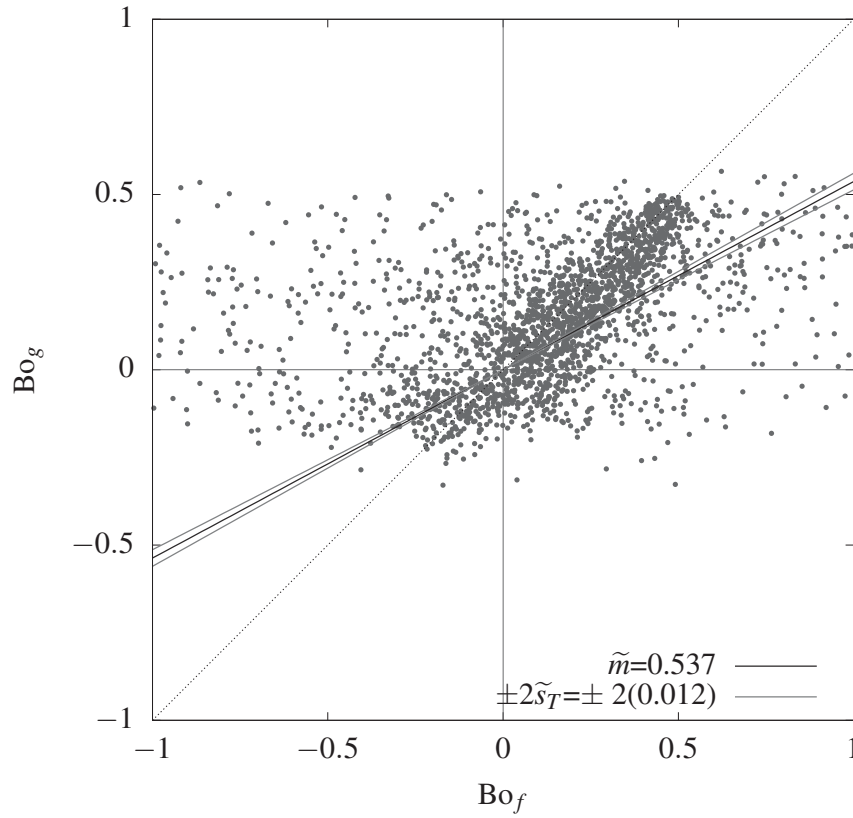
de Energia Elétrica Brasileiro com o objetivo de medição e modelagem de evaporação em lago e evapotranspiração no reservatório de Furnas.

O projeto resultou em um extenso período de monitoramento com dados micrometeorológicos contínuos entre 13/06/2003 e 09/05/2007 e alguns experimentos intensivos de campo chamados de Experimento intensivo de campo de Furnas (ExFU)). Neste trabalho serão utilizados especificamente os dados do experimento intensivo ExFU-3b realizado entre 22/07/2004 e 14/09/2004. Detalhes sobre o monitoramento e os dados no lago de Furnas usados neste trabalho serão tratados no capítulo 4.

Como mencionado anteriormente, devido à complexidade de instalação e manutenção de estações micrometeorológicas, a razão de Bowen por gradiente ( $Bo_g$ ) é amplamente utilizada em sistemas de monitoramento de dados de reservatórios, em substituição a medição direta por fluxos ( $Bo_f$ ). Em Furnas foi realizada a instalação dos dois sistemas de monitoramento e no experimento ExFU-3b foi possível o monitoramento utilizando os dois sistemas citados anteriormente, de modo simultâneo. Um dos objetivos foi avaliar qual a relação que existe entre  $Bo_f$  e  $Bo_g$  e o potencial de aplicação de cada sistema para a previsão de evaporação o que nos permitiu fazer um comparativo entre as razões de Bowen (figura 1.1).

A figura 1.1 apresenta o aspecto geral entre a estimativa da razão de Bowen utilizando os fluxos superficiais calculados por gradiente ( $Bo_g$ , equação (1.5)) nas ordenadas e utilizando os fluxos superficiais medidos por monitoramento micrometeorológico ( $Bo_f$ , equação (1.4)) na abscissas para o ExFU-3b. É possível observar claramente que as estimativas de razão de Bowen no eixo das ordenadas não encontram a relação 1:1 com as medidas micrometeorológicas de razão de Bowen no eixo das abscissas, o que não é um resultado previsto pela teoria.

Para a determinação do comportamento médio da relação  $Bo_g = \tilde{m} Bo_f$  e da dispersão  $\tilde{s}_T$  em torno de  $\tilde{m}$  foi adotado o uso de estatística não paramétrica para a estimativa do valor médio e da variância dos erros associados a esta estimativa, visto que os dados de  $Bo_f$  e de  $Bo_g$  são obtidos por sistemas de medição independentes e não apresentam uma dependência de parâmetros. O método utilizado está desenvolvido e descrito no apêndice A.



Nota: A linha pontilhada representa a relação 1:1, a linha preta representa a mediana ( $\tilde{m}$ ) e a linha cinza representa a dispersão em torno da mediana ( $\tilde{s}_T$ )

Figura 1.1: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para todo o período de dados.

A figura 1.1 utiliza todos os dados do período de 50 dias e apresenta o problema central desta tese. Note que a dispersão dos pontos para  $Bo_f$  varia entre  $-1$  e  $1$  enquanto a dispersão para  $Bo_g$  varia entre  $-0,5$  e  $0,5$ . Notem ainda que muitos resultados apresentam fluxos invertidos entre os dois métodos(razões de Bowen com o sinal trocado).

Os resultados que foram obtidos e discutidos neste trabalho surgiram da investigação das causas da diferença entre as razões de Bowen, mais especificamente sobre a análise da similaridade entre os escalares de temperatura e umidade e entre os fluxos superficiais.

Verificando a literatura sobre as causas possíveis para esta diferença encontra-se que existem vários problemas associados a medição e utilização da razão de Bowen. Mesmo utilizando sistemas de medição mais precisos, por exemplo, dados calculados de razão de Bowen



por gradiente ainda precisam passar por algum critério de validação (OHMURA, 1982; PAYERO et al., 2003), pois podem apresentar resultados imprecisos, como por exemplo as razões de Bowen  $Bo_f$  e  $Bo_g$  com o sinal trocado observadas na figura 1.1, que indicam que os dois fluxos previstos pelos dois métodos estão em direções opostas. Este problema geralmente está associado aos períodos de grande variação dos fluxos (logo ao amanhecer e antes do pôr do sol), quando os forçantes de energia radiativos sofrem transição.

Outros problemas na utilização da razão de Bowen com os sistemas de monitoramento micrometeorológicos são atribuídos ao não atendimento das hipóteses simplificadoras da Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) (FOKEN et al., 2006; FOKEN, 2008), resultando em valores de fluxos inconsistentes, como por exemplo os valores de  $|Bo_f| \gg 1$  (existentes nos dados mas não mostrados na faixa visível da figura 1.1) exigindo que os dados micrometeorológicos também passem por um controle de qualidade (FOKEN; WICHURA, 1996).

## 1.2 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é investigar as hipóteses das causas da dissimilaridade entre as razões de Bowen com referência entre os sistemas de medição direta e indireta observadas na figura 1.1. Para isto foram propostos os seguintes objetivos específicos:

- Aplicar um controle de qualidade e correção dos dados de fluxos turbulentos medidos no lago de Furnas.
- Determinar a área de contribuição de *footprint* para os dados de fluxos turbulentos.
- Estabelecer o nível de similaridade entre a temperatura e a umidade utilizando os fluxos turbulentos.
- Estabelecer o nível de similaridade entre temperatura e umidade utilizando o número de fluxo de superfície.
- Estabelecer o nível de similaridade entre temperatura e umidade utilizando o método de variância.

- Estabelecer o nível de similaridade entre temperatura e umidade utilizando o método de eficiência de transferência de energia.
- Simulações numéricas de fluxos com modelo de transferência e redes neurais artificiais.

### 1.3 JUSTIFICATIVA

Esta pesquisa justifica-se estrategicamente pela necessidade do setor elétrico e do setor de saneamento em fornecer dados quantitativos confiáveis sobre a evaporação de reservatórios. Estas informações geram importante impacto e transformação social pois são utilizadas como subsídio na gestão de sistemas de fornecimento de energia e gestão de sistemas de abastecimento de água, refletindo no consumo de água e energia da população, como racionamento e composição de tarifas, por exemplo.

Dentro desta necessidade, ainda é possível verificar que existe uma lacuna científica de estudos mais aprofundados sobre os comportamentos do balanço de energia e de massa em lagos. Este comportamento está diretamente relacionado a circulação atmosférica sobre a superfície líquida.

Estudar o comportamento específico da circulação atmosférica em lagos trás importantes contribuições para o entendimento da dinâmica dos fluxos de massa e energia, bem como estabelece novos parâmetros para as medições de fluxos sobre superfícies líquidas. Estes resultados têm grande aplicabilidade em diversas áreas como hidrologia, meio ambiente, qualidade da água, micrometeorologia, etc.

Especificamente em análises micrometeorológicas, a “aparente” homogeneidade da superfície líquida em lagos, se comparada a superfície terrestre não torna o problema menos complexo, bem como os dados de fluxos observados não corroboram com os resultados provistos pela teoria, indicando que apesar da homogeneidade da superfície ainda existe uma dissimilaridade entre os fluxos.

Para alcançar os objetivos propostos, este trabalho explica e define no capítulo 2, para um entendimento inicial, quais são as equações básicas que governam os processos de troca de massa e de energia entre a superfície e a atmosfera, conceituando a Camada Limite Atmosférica (CLA) próximo à superfície e apresentando as equações de transporte para um volume de controle.

o capítulo 2 apresenta também as deduções das equações de turbulência que são necessárias para entender a relação entre os processos de troca de massa e energia (similaridade). A definição das equações e dos procedimentos teóricos e metodológicos para as medições das variáveis meteorológicas bem como a obtenção dos fluxos de calor sensível e de calor latente a partir das variáveis turbulentas são descritas na seção 2.5.

O capítulo 3 faz uma breve revisão das metodologias utilizadas para a estimativa dos fluxos (principalmente evaporação) em lagos, apresentando os seus conceitos iniciais, formulações, vantagens e desvantagens, conduzindo à compreensão do MBE – razão de Bowen, escolhido para o desenvolvimento desta pesquisa, e os desenvolvimentos recentes aplicados ao processamento de dados micrometeorológicos.

Para garantir a consistência dos dados para a análise deste trabalho, critérios de validação dos dados e de controle de qualidade foram aplicados. A metodologia e os resultados do processamento dos dados são demonstrados no capítulo 4, que descreve com detalhes as condições do local do experimento onde foi realizada a coleta de dados, abordando todo o procedimento utilizado para o processamento e avaliação dos dados micrometeorológicos, padrões de circulação atmosférica e análise do *fetch* de medição.

O impacto da similaridade entre a temperatura e a umidade e entre os fluxos turbulentos, analisado conjuntamente com a razão de Bowen, bem como a consequente obtenção de critérios para a classificação de dados de balanço hídrico confiáveis é objeto de estudo do capítulo 5, que traz uma análise da similaridade entre os fluxos através das abordagens tradicionais estabelecendo um comparativo com novas metodologias propostas pela comunidade científica.

Adicionalmente, como as análises de controle e qualidade eliminam os dados inconsistentes, restam na série temporal muitas lacunas, inviabilizando a aplicação da série de dados

em balanço hídrico de reservatórios. Como alternativa para o preenchimento das lacunas na série de dados são apresentados os resultados de estimativa de  $LE$  por dois modelos, um modelo baseado nas equações de transferência de massa, e outro modelo artificial baseado em redes neurais. Detalhes das aplicações dos modelos serão tratados no capítulo 6.

Os resultados do capítulo 6 evidenciam a aplicação de um modelo de transferência de massa e de um modelo matemático de redes neurais artificiais utilizados para a previsão de fluxos superficiais com a finalidade de recomposição dos dados perdidos na série temporal. Também são descritas e abordadas as técnicas de avaliação e validação dos resultados dos modelos e o desempenho de cada um para o preenchimento de fluxos em séries de dados micrometeorológicos.

Por fim o capítulo 7 apresenta as conclusões sobre os resultados obtidos neste trabalho e as recomendações para a continuidade e aprimoramento da pesquisa. Nos apêndices são apresentados alguns resultados suplementares deste trabalho.

## 2 CONCEITOS FUNDAMENTAIS

Os desenvolvimentos deste capítulo foram baseados nas notas de aula das disciplinas de Mecânica dos Fluídos (DIAS, 2003), Micrometeorologia (DIAS, 2004) e Mecânica da Turbulência (DIAS, 2011), ministradas pelo Prof. Nelson Dias, como um complemento das bibliografias básicas (ARYA, 2001; LEE et al., 2004; POPE, 2000; SAGAUT; CAMBON, 2008; STULL, 1988; TENNEKES; LUMLEY, 1972; WELTY et al., 1984; WYNGAARD, 2010). A Camada Limite Atmosférica define um primeiro nível na atmosfera onde a mistura da circulação do ar em contato com a superfície rugosa e a ascensão de massas de ar por convecção faz com que predomine o regime turbulento. É, portanto, uma região de intensa turbulência da troposfera estendendo-se da superfície da terra até algo em torno de 1.000 a 2.000 m no seu momento de máximo desenvolvimento, logo após o meio-dia solar.

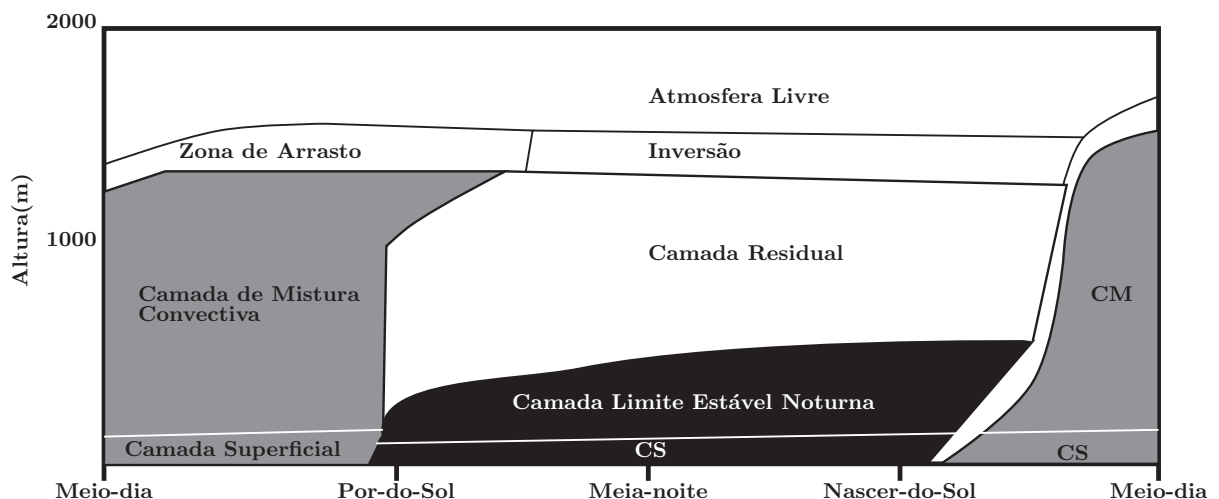


Figura 2.1: Evolução da Camada Limite Atmosférica adaptada de: Stull (1988).

A figura 2.1, adaptada de Stull (1988), mostra o desenvolvimento da CLA ao longo do dia: a (CS) possui espessura da ordem de 100 m e tem sua dinâmica governada pelos fluxos superficiais de quantidade de movimento, calor e vapor d'água. Acima dela e durante o dia forma-se uma camada de mistura (CM) para a qual os perfis verticais de temperatura potencial, umidade e velocidade são relativamente uniformes.

A dinâmica da CM é dominada por três processos distintos: os fluxos superficiais; a convecção livre que produz correntes de ar quente ascendente e descendente na vertical; e os fluxos na zona de arrasto (ZA), que é análoga a camada superficial só que para o topo da CLA, e que define a interface entre a CLA e a atmosfera livre acima dela (STULL, 1994), chamada também de camada de entranhamento.

No topo da CLA a circulação atmosférica sofre os efeitos da força de Coriolis sobre os ventos, a turbulência ocorre com menor intensidade e a dinâmica do vento pode ser razoavelmente prevista pelo vento geostrófico, que é uma solução não-viscosa das equações de Navier-Stokes (NS) num referencial rotatório.

Os fluxos que ocorrem na CS junto à superfície (de quantidade de movimento, de calor e de umidade) são relativamente constantes na vertical, que pode ser chamada de camada de fluxo constante, e influenciam diretamente as circulações atmosféricas local e regional e, conseqüentemente, a meteorologia. A estrutura do vento vem determinada principalmente pela rugosidade da superfície de contato e pelo gradiente vertical da temperatura do ar

A contribuição da ZA para a dinâmica da CM é em menor escala que a contribuição da CS, sendo esta última governante dos fluxos turbulentos. A escala de tempo em que a CLA responde aos diferentes forçantes da superfície é relativamente pequena. O fornecimento de calor que ocorre durante o dia através da radiação e a mistura vertical do ar eleva a espessura da camada limite, que atinge o seu máximo logo após ao meio dia solar. Com o esfriamento da superfície terrestre à noite reduzem-se significativamente as movimentações verticais das massas de ar, limitando a turbulência e reduzindo a espessura da camada limite.

## 2.1 DECOMPOSIÇÃO DE REYNOLDS

A abordagem clássica da decomposição de Reynolds considera que todo o sinal turbulento  $a$  pode ser decomposto em uma média e uma flutuação, onde  $a$  representa qualquer grandeza de interesse (velocidade, temperatura, pressão, massa específica, etc):

$$a(\vec{x}, t) = \bar{a}(\vec{x}, t) + a'(\vec{x}, t). \quad (2.1)$$

Neste trabalho, é feita a suposição de que  $a(\vec{x}, t)$  é um processo estocástico com valor esperado  $\bar{a}$ , e que  $a'$  é um processo estocástico estacionário e homogêneo com média de população zero.

O caso mais comum de medições na CS envolve medições eulerianas de séries temporais. A tendenciosidade temporal  $\bar{a}(t)$  dos sinais medidos é removida por meio de médias temporais sobre janelas de cerca de 30 min. a 1 hora (escala típica de evolução da CLA). As flutuações resultantes  $a'(t)$  são então tratadas como se fossem processos estacionários, um processo que exhibe essencialmente as mesmas estatísticas e cuja função de autocorrelação depende apenas do intervalo da janela de  $t$ .

## 2.2 EQUAÇÕES DE TRANSPORTE

A dedução das equações que regem as velocidades  $u$ ,  $v$ ,  $w$ , a temperatura  $\theta$ , a umidade específica  $q$ , e a temperatura potencial virtual  $\theta_v$  na forma utilizada na CLA pode ser encontrada no livro de Stull (STULL, 1988).

A saber, a temperatura potencial virtual pode ser definida a partir da lei dos gases ideais como:

$$\theta_v = \theta(1 + 0,61q). \quad (2.2)$$

A demonstração das equações será reduzida por envolver um longo processo e uma quantidade considerável de física e matemática. Em resumo, a equação da continuidade para um

escoamento incompressível é:

$$\frac{\partial u_k}{\partial x_k} = 0. \quad (2.3)$$

As equações de transporte podem ser escritas de forma compacta com o uso da notação indicial, considerando que a grandeza de difusividade molecular da quantidade de movimento é  $\nu_u = \nu_v = \nu_w$ , a de calor é  $\nu_\theta$  e a de vapor de água é  $\nu_q$ , resultando em:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_k \frac{\partial u_i}{\partial x_k} = -2\varepsilon_{ijk}\Omega_j u_k - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + g_i + \nu_{u(i)} \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_k \partial x_k}, \quad (2.4)$$

onde  $\vec{\Omega}$  é o vetor velocidade angular da terra  $\Omega$ ;  $2\varepsilon_{ijk}\Omega_j u_k$  é a aceleração de Coriolis na direção  $i$  e  $\vec{g} = (0, 0, -g)$  é o vetor aceleração da gravidade, lembrando que o índice  $(i)$  não representa a soma em notação indicial.

Por exemplo, se  $i = 4 \Rightarrow u_4 = \theta$ ;  $\partial p / \partial x_4 \equiv 0$ ;  $g_4 = 0$ . Então, a equação geral do transporte em (2.4) reduz-se a:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u_k \frac{\partial \theta}{\partial x_k} = \nu_\theta \frac{\partial^2 \theta}{\partial x_k \partial x_k}. \quad (2.5)$$

As equações de transporte regem os princípios de conservação de massa, quantidade de movimento, energia e massa de qualquer constituinte na atmosfera, o que torna qualquer problema de Mecânica dos Fluidos solucionável, em teoria, bastando conhecer as relações constitutivas e de estado do fluido e as condições de contorno do problema.

Na prática, sua solução depende da complexidade de cada escoamento. Para o escoamento do ar na atmosfera as equações são não-lineares, o que dificulta a solução, seja ela numérica ou analítica. Além disso, a solução das equações exibe comportamento caótico: pequenas diferenças nas condições iniciais das variáveis de estado tendem a se amplificar com o tempo. Este é um problema conhecido em modelos de previsão do tempo, cujo horizonte de previsão é limitado a cerca de uma semana (RUELLE, 1994).



## 2.3 EQUAÇÕES DA TURBULÊNCIA

Usando a decomposição de Reynolds da equação (2.1) para cada variável, obtém-se da equação da continuidade (2.3) e da equação geral do transporte (2.4) o seguinte conjunto de equações:

$$\frac{\partial \bar{u}_k}{\partial x_k} = 0, \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial u'_k}{\partial x_k} = 0, \quad (2.7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \bar{u}_k \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_k} &= -\frac{\partial \overline{u'_i u'_k}}{\partial x_k} - 2\varepsilon_{ijk} \Omega_j \bar{u}_k \\ &\quad - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + g_i + v_{ui} \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_k \partial x_k}, \end{aligned} \quad (2.8)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u'_i}{\partial t} + \bar{u}_k \frac{\partial u'_i}{\partial x_k} &= -u'_k \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_k} - \frac{\partial u'_i u'_k}{\partial x_k} - 2\varepsilon_{ijk} \Omega_j u'_k \\ &\quad - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x_i} - \frac{g_i}{\theta_v} \theta'_v + v_{ui} \frac{\partial^2 u'_i}{\partial x_k \partial x_k}, \end{aligned} \quad (2.9)$$

é possível observar que as médias das equações (2.7) e (2.9) são nulas. Fazendo uma multiplicação da equação (2.9) por  $u'_j$ , trocando-se os índices e somando as duas equações resultantes obtém-se:

$$\begin{aligned} \underbrace{\frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial t}}_I + \underbrace{\bar{u}_k \frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial x_k}}_{II} &= \underbrace{-\overline{u'_i u'_k} \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_k} - \overline{u'_j u'_k} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_k}}_{III} - \underbrace{\frac{\partial \overline{u'_i u'_j u'_k}}{\partial x_k}}_{IV} \\ &\quad - \underbrace{\frac{1}{\theta_v} [g_i \overline{u'_j \theta'} + g_j \overline{u'_i \theta'}]}_V + \underbrace{2 \left( \varepsilon_{ijk} \Omega_j \overline{u'_i u'_k} + \varepsilon_{jik} \Omega_i \overline{u'_j u'_k} \right)}_{VI} \\ &\quad - \underbrace{\frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \overline{u'_i p'}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u'_j p'}}{\partial x_i} \right)}_{VII} - \underbrace{\frac{\bar{p}'}{\rho} \left( \frac{\partial \overline{u'_i}}{\partial x_k} + \frac{\partial \overline{u'_j}}{\partial x_k} \right)}_{VIII} \\ &\quad + \underbrace{\frac{v_{ui} + v_{uj}}{2} \frac{\partial^2 \overline{u'_i u'_j}}{\partial x_k \partial x_k}}_{IX} - \underbrace{(v_{ui} + v_{uj}) \frac{\partial \overline{u'_i}}{\partial x_k} \frac{\partial \overline{u'_j}}{\partial x_k}}_{X}. \end{aligned} \quad (2.10)$$

A equação (2.10) representa um conjunto de equações essencial para a compreensão dos processos físicos envolvidos na turbulência.

Os significados físicos dos termos de I a X encontram-se descritos na literatura (STULL, 1988) e são trabalhados na disciplina de Mecânica da Turbulência (DIAS, 2011). Uma explicação resumida do significado para cada um dos termos segue abaixo:

- I. Indica a taxa temporal local de variação da covariância  $\overline{u'_i u'_j}$ .
- II. É o termo de advecção da covariância turbulenta  $\overline{u'_i u'_j}$ .
- III. É o termo de produção/destruição por gradiente: os gradientes das grandezas médias,  $\partial \bar{u}_i / \partial x_k$ , vezes as covariâncias  $\overline{u'_j u'_k}$ , produzem (destroem) turbulência.
- IV. Este é o termo de transporte; ele evidencia o “problema do fechamento”: na abordagem da decomposição de Reynolds para turbulência é impossível obter um sistema fechado de equações diferenciais, com o mesmo número de equações e incógnitas.
- V. Este é o termo de empuxo: os fluxos de calor virtual  $\overline{u'_j \theta'}$  estão associados a gradientes médios  $\partial \bar{\theta}_v / \partial x_k$ , os quais evidenciam a estratificação de densidade da atmosfera. Este pode ajudar a produzir ou destruir a covariância turbulenta  $\overline{u'_i u'_j}$ . A produção de turbulência por empuxo *instabiliza* a atmosfera; a destruição a *estabiliza*.
- VI. Este é o efeito da aceleração de Coriolis sobre a covariância  $\overline{u'_i u'_j}$ : este termo é desprezível na CLA (STULL, 1988).
- VII. Assim como (III), este termo que é escrito como uma divergência, redistribui  $\overline{u'_i u'_j}$  no espaço. III e VII não podem criar nem destruir turbulência no escoamento como um todo.
- VIII. Este é um dos termos mais difíceis de se medir/modelar, dada a ordem de grandeza das flutuações de pressão. Ele é denominado termo de redistribuição por retorno à isotropia.
- IX. Este é o termo de difusão molecular de  $\overline{u'_i u'_j}$ . Em escoamentos turbulentos, o transporte difusivo é em geral desprezado.
- X. Para as variâncias turbulentas  $\overline{u'_i u'_i}$ ,  $\epsilon_{ii} > 0$  sempre, isto é: a difusão molecular sempre destrói a turbulência de  $\overline{u'_i u'_i}$ . Qualquer escoamento turbulento que não receba energia acaba diminuindo a turbulência e se equalizando.

## 2.4 TEORIA DE SIMILARIDADE DE MONIN-OBUKHOV

Alguns conceitos iniciais são necessários para abordar a TSMO. Monin e Obukhov (1954) definem parâmetros de escala para as medições com a finalidade de tornar a análise adimensional (independente da grandeza física). Primeiramente definem a escala de velocidade do vento  $u_*$  como:

$$u_*^2 = \sqrt{\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2}}, \quad (2.11)$$

e posteriormente as escalas dos escalares como:

$$a_* = \frac{\overline{w'a'}}{u_*}, \quad (2.12)$$

em que  $a_*$  a escala de comprimento do escalar  $a$ .

Com isto, Monin e Obukhov (1954) supõem que qualquer variável adimensional depende da escala de velocidade do vento  $u_*$ , da altura de medição  $z$  acima da superfície, da razão entre a aceleração da gravidade  $g$  e a temperatura virtual média  $\theta_v$  ( $\overline{\theta_v}$ ) e da escala de temperatura virtual  $\theta_{v*}$ , que relacionadas resultam na variável de estabilidade de Monin-Obukhov  $\zeta$ , isto é,

$$\zeta = \frac{z}{L_O} = \frac{-\kappa g \theta_{v*}}{u_*^2 \overline{\theta_v}}, \quad (2.13)$$

onde  $\kappa = 0.4$  é a constante de von Kármán e  $L_O$  é o comprimento de estabilidade de Monin-Obukhov ou escala de comprimento e a escala  $\theta_{v*}$  é obtida por

$$\theta_{v*} = (1 + 0.61 \overline{q}) \theta_{a*} + 0.61 \overline{\theta_a} q_{a*}. \quad (2.14)$$

Segundo a equação (2.1), um fenômeno físico pode ser representado por uma média e suas flutuações turbulentas. Para uma estação meteorológica padrão, é possível medir a média da variável, sendo estes dados então utilizados para a obtenção da razão de Bowen por gradiente ( $Bo_g$ ). O que os sensores micrometeorológicos podem medir são as flutuações turbulentas, e os seus dados são utilizados para calcular a razão de Bowen por fluxos ( $Bo_f$ ), por exemplo. A TSMO explica como é possível obter os dados de fluxos superficiais a partir das medições de

flutuações turbulentas das variáveis de temperatura e umidade. Ela se fundamenta na análise dimensional das covariâncias entre flutuações turbulentas e as hipóteses fundamentais são:

- o escoamento é quase estacionário na média:

$$\frac{\partial \bar{a}}{\partial t} = 0, \quad (2.15)$$

- o escoamento é unidirecional:

$$\vec{u} = (\bar{u}, 0, 0), \quad \bar{v} = \bar{w} = 0, \quad (2.16)$$

- o escoamento é homogêneo em  $x$  e  $y$ , na média:

$$\frac{\partial \bar{a}}{\partial x} = \frac{\partial \bar{a}}{\partial y} = 0. \quad (2.17)$$

Nestas condições, a advecção local de qualquer grandeza na direção  $x$  é nula:

$$\bar{u} \frac{\partial \bar{a}}{\partial x} = 0. \quad (2.18)$$

Para o caso particular dos fluxos superficiais de quantidade de movimento  $\tau$ , de calor  $H$  e massa de vapor de água  $E$ , a hipótese considera que são constantes ao longo de  $x$ .

Do ponto de vista das equações da turbulência, os fluxos superficiais são covariâncias turbulentas, próximos à superfície, entre a flutuação da velocidade vertical e a flutuação da variável intensiva (equações (2.23), (2.24) e (2.26)).

Outra importante notação na Similaridade de Monin-Obukhov é a consideração de funções adimensionais para os gradientes de escalares da forma:

$$\phi_v = \frac{z}{c_*} \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} = F(\zeta), \quad (2.19)$$

onde  $\phi_v$  será o gradiente adimensional para o calor ( $v = H$ ) e para a umidade ( $v = E$ ),  $c$  assumirá  $\theta$  e  $q$  respectivamente e  $F(\zeta)$  é uma função adimensional da variável de estabilidade  $\zeta$ .

Em geral,  $\phi_H = \phi_E$  na maioria dos casos estudados, porém, em condições de superfície com alta rugosidade ou cobertura vegetal diversificada, estes valores podem ser de ordem de grandeza diferente devido as diferentes rugosidades para calor e umidade. Buscou-se na maioria dos estudos de medições micrometeorológicas interpolar funções polinomiais de  $\zeta$  diferentes para cada regime de estabilidade. Entre tantos trabalhos relacionados à aplicabilidade Teoria de Similaridade de Monin e Obukhov (1954) existem os autores Businger et al. (1971), Wyngaard et al. (1971), Kader e Yaglom (1990) e Brutsaert (1992) que realizaram experimentos de campo e contribuíram para o desenvolvimento e entendimento desta teoria.

Uma vez que gradientes adimensionais de velocidade e temperatura são supostas funções de estabilidade de  $\zeta$ , usando o perfil logarítmico de velocidade média corrigido para incluir os efeitos de variação da estabilidade atmosférica para o vento, é possível obter as equações adimensionais em termos dos gradientes e das funções de estabilidade como:

$$u_* = \frac{\kappa \bar{u}}{\ln \frac{z}{z_{0M}} - \Psi_M(\zeta)}, \quad (2.20)$$

com  $\bar{u}$  e  $z_{0M}$  resultam da integração dos gradientes adimensionais de velocidade do vento e de temperatura virtual, respectivamente, com  $\Psi_M$  representando a função de estabilidade para momento. Da mesma forma obtem-se a escala de umidade  $q_{a*}$  e de temperatura do ar  $\theta_{a*}$ ,

$$\theta_{a*} = \frac{\kappa (\bar{\theta}_0 - \bar{\theta}_a)}{\ln \frac{z}{z_{0H}} - \Psi_H(\zeta)}, \quad (2.21)$$

$$q_{a*} = \frac{\kappa (\bar{q}_0 - \bar{q}_a)}{\ln \frac{z}{z_{0E}} - \Psi_E(\zeta)}, \quad (2.22)$$

onde  $\Psi_H$ ,  $\Psi_E$  e  $z_{0H}$ ,  $z_{0E}$  são as funções de estabilidade e os comprimentos de rugosidades para o calor e vapor d'água, respectivamente, e o subíndice 0 representa a medida sobre a superfície na altura  $z_0$  e o subíndice  $a$  a medida na altura  $z$ .

## 2.5 MÉTODO DE MEDIÇÃO DE COVARIÂNCIAS TURBULENTAS

Esta seção tem o objetivo de mostrar a essência do método de medição de covariâncias turbulentas MCT, um dos métodos mais aceitos para medições de fluxos superficiais em lagos

(IHA, 2010). As primeiras medidas usando esse método foram realizadas no início da década de 70, mas só recentemente é que os avanços tecnológicos permitiram usá-lo para medidas contínuas e nos últimos anos vêm fornecendo informações valiosas para muitos ecossistemas. O MCT ou método de covariância de vórtices turbulentos ou ainda *Eddy Covariance* (EC) propicia uma medida direta da troca líquida de um escalar, como a quantidade absorvida ou emitida de vapor d'água, calor e gás carbônico, entre uma superfície e a atmosfera (BALDOCCHI et al., 1988). Baseia-se no princípio que o fluxo vertical de uma grandeza escalar na camada superficial é proporcional à covariância da velocidade vertical do vento e da concentração desta grandeza (VERMA, 1990).

A técnica MCT é uma técnica de medição atmosférica fundamental para medir e calcular fluxos turbulentos verticais dentro da CLA. O método analisa as séries de dados atmosféricos de vento e escalares medidos em alta frequência e produz valores de fluxos dessas propriedades. É um método estatístico aplicado diversas áreas como meteorologia, micrometeorologia, hidrologia, oceanografia, agricultura, etc. (BURBA, 2013), utilizado para determinar as taxas de troca de gases traços sobre ecossistemas naturais e campos agrícolas e quantificar as taxas de emissões de gases em superfícies terrestres, lagos e oceanos. É frequentemente usado para estimar fluxos de momento, calor, vapor de água, dióxido de carbono e metano (LEE et al., 2004).

Para isto, os sensores devem ter resposta rápida o suficiente para detectar as mudanças na componente física várias vezes por segundo e também devem ter alta sensibilidade para serem capazes de detectar as pequenas variações na grandeza que está sendo medida, por mínimas que sejam (AUBINET et al., 2012). O MCT realiza medição simultânea em alta frequência ( $\geq 10$  Hz) da velocidade vertical  $w$  do vento e da grandeza intensiva cujo fluxo se deseja mensurar; respectivamente,  $u$  e  $v$  (velocidade horizontal) para o fluxo de quantidade de movimento  $\tau$ ,  $\theta$  (temperatura) para o fluxo de calor sensível  $H$ ,  $q$  (umidade específica) ou  $\rho_v$  (densidade de vapor d'água) para o fluxo de vapor d'água  $E$  e  $c$  (concentração mássica) para o

fluxo  $F$  de um gás de efeito estufa tal como o  $\text{CO}_2$ :

$$|\tau| = \rho u_*^2 = \rho \sqrt{\overline{w'u'^2} + \overline{w'v'^2}}, \quad (2.23)$$

$$H = \rho c_p u_* \theta_* = \rho c_p \overline{w'\theta'}, \quad (2.24)$$

$$LE = L \rho u_* q_* = L \rho \overline{w'q'}, \quad (2.25)$$

$$F_c = \rho u_* c_* = \rho \overline{w'c'}, \quad (2.26)$$

onde  $\tau = \rho [\overline{w'u'}\mathbf{i} + \overline{w'v'}\mathbf{j}]$  é o vetor de tensões de cisalhamento turbulentas;  $u_*$ ,  $\theta_*$ ,  $q_*$  e  $c_*$  são escalas turbulentas de velocidade, temperatura, umidade e concentração de um escalar e  $F_c$  o fluxo da concentração do escalar  $c$ .

Neste sentido, são utilizados anemômetros sônicos para medir a velocidade do vento, e sensores de alta performance tecnológica para a medição dos escalares. Os sensores rápidos típicos do sistema MCT para as diversas grandezas em alta frequência utilizados para Furnas serão descritos no capítulo 4.

## 2.6 FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA

Como visto inicialmente no Capítulo 1, o balanço de energia pode ser obtido pela equação (1.2). Os termos da equação podem ser medidos de forma independente:  $H$  e  $LE$  com o MCT,  $R_n$  com um radiômetro líquido,  $D$  através do perfil de temperatura vertical nas águas do lago e  $G$  por placas de fluxos de calor entre a interface água/sedimento no fundo dos reservatórios.

Consequentemente, pelo menos em condições ideais (ausência de advecção local ou de larga escala, estacionariedade, etc.) a soma  $H + LE$  medida com sensores de turbulência deveria ser igual a  $R_l - G - D$ . No entanto, trabalhos que tratem explicitamente do “fechamento do balanço de energia” são relativamente raros na literatura de micrometeorologia.

Um dos motivos é a tendência das equipes experimentais se especializarem em um ou outro método: por exemplo, durante o experimento FIFE em 1987/1989, equipes de pesquisadores diferentes eram responsáveis por estações de fluxo baseadas no MCT e no MBE; neste

experimento, foram encontradas discrepâncias relativamente grandes entre os fluxos medidos com os dois tipos de sistemas (FRITSCHEN et al., 1992). Isto também foi verificado nos dados quando comparados  $Bo_f$  e  $Bo_g$  na figura 1.1.

As eventuais discrepâncias podem ser atribuídas a numerosas causas, tais como as profundidades de medição do fluxo de calor no solo  $G$  (SILANS et al., 1997) ou contribuições nos fluxos de  $H$  e  $LE$  que podem não ser devidamente levadas em conta pelo MCT.

Outro motivo do fechamento do balanço de energia não ser muito discutido em reservatórios é a dificuldade de medição e/ou estimativa de  $D$  e  $G$  em reservatórios, sendo necessário o desenvolvimento de modelos numéricos para simular estas variáveis (REIS; DIAS, 1998). Em ambos os casos, a correta estimativa ou medição dos fluxos  $H$  e  $LE$  é essencial para o fechamento do balanço de energia.

O estudo para a compreensão do fechamento do balanço de energia utilizando dados de fluxos obtidos por MCT tem sido realizado por alguns autores. Bagayoko et al. (2006) demonstraram que as condições de validade das medidas de fluxos (TSMO) e da análise da pista (*fetch* e *footprint*) são fundamentais para melhorar os problemas do fechamento do balanço de energia.

Oncley et al. (2000) conduziram o experimento EBEX-2000 cujo um dos objetivos era estudar o problema de fechamento de energia sobre superfície vegetada com grande evapotranspiração diurna, onde o fluxo de calor latente é maior que o fluxo de calor sensível, utilizando MBE e também MCT. Esta é uma situação análoga a do lago de Furnas. A diferença se dá que em lagos existe um grande fluxo de calor latente atuando a noite também e em superfícies vegetadas o fluxo de calor latente a noite é praticamente nulo.

Com fluxos de calor sensível sempre baixos, Oncley et al. (2000) verificaram que a maior parte dos problemas de balanço de energia ocorria em períodos diurnos e concluíram que a principal medida que estava causando problemas de fechamento era o fluxo de calor latente. Contudo, a intercomparação entre os fluxos de calor latente por MBE e por MCT estava



razoavelmente bem correlacionados e aumentar a janela para o cálculo do fluxo médio não melhorava o fechamento.

O problema do fechamento do balanço de energia ainda é um assunto aberto a discussões. A advecção horizontal é aproximadamente consistente com a medida de divergência do fluxo vertical nas primeiras horas do dia nos estudos observados, indicando que pelo menos parte do desequilíbrio ocorre devido a efeitos não locais. Ainda, constata-se e que a advecção parece explicar melhor o desequilíbrio do final da tarde, observando ainda que os gradientes de fluxo de calor latente invertidos sugerem que a advecção em pequenas escalas pode ser mais forte do que as escalas de campo observadas.

Outra questão ainda em aberto é a influência da circulação atmosférica de larga escala dos escalares nas medidas de MCT. Em Gao et al. (2017) o estudo de caso e as análises estatísticas indicaram que a diferença de fase entre a velocidade vertical do vento em grande escala e a densidade do vapor de água causada por grandes vórtices foram o causa primária de variações dos fluxos de calor latentes e, portanto, das variações correspondentes no fechamento do balanço de energia. A diferença de fase em baixas frequências está associada a atrasos de tempo entre a medida de velocidade vertical e a de densidade do vapor de água.

Os efeitos de advecção média e fluxos advindos da camada de entranhamento podem introduzir esses atrasos de tempo. No caso da advecção, a sensibilidade local da densidade de vapor de água em grande escala pode estar atrasada da flutuação de velocidade turbulenta vertical devido as fontes de contribuição de vapor de água ao redor que são transportadas horizontalmente pela velocidade média. Da mesma forma, os fluxos de entranhamento introduzem atrasos entre a densidade do vapor de água e a velocidade vertical gerada localmente em baixas frequências. Esses atrasos são principalmente decorrentes de mudanças introduzidas em  $q'$ , onde os grandes vórtices atuam transportando vapor de água verticalmente devido a circulação estar em contato com uma fonte de fluxo (superfície) e um sumidouro de fluxo (topo da CLA) por longos períodos.

Embora a advecção possa desempenhar um papel importante no problema de fechamento, ela pode contribuir tanto positivamente quanto negativamente para o fluxo medido. No entanto, a

grande maioria das observações mostram que os fluxos do MCT subestimam a radiação líquida, de modo que a causa mais importante para o problema não é uma contabilização adequada do papel da troca de baixa frequência e uma solução ainda não está clara. Por outro lado, realizar MCT em janelas de tempo mais longas para contabilizar os fluxos de baixa frequência pode ainda violar problemas de estacionariedade e comprometer todo o método do MCT. Vale ressaltar que embora lagos apresentem uma homogeneidade espacial da superfície líquida, esta não reflete necessariamente em homogeneidade espacial dos fluxos. Cada ponto do lago estará em condições específicas de comportamento dos fluxos e estes podem ser bastante diferentes, de modo que efeitos de advecção podem sim modificar os fluxos.

Este trabalho pretende dar uma contribuição aos estudos do fechamento do balanço de energia estudando especificamente a razão de Bowen, que se estabelecida corretamente influencia na melhor partição da energia disponível na superfície entre os fluxos  $H$  e  $LE$ , melhorando a estimativa destas variáveis na equação do balanço de energia (1.2).

Neste trabalho o MCT foi utilizado para a obtenção dos dados micrometeorológicos que foram utilizados na análise da similaridade da TSMO. Também foram usados sensores para a determinação da razão de Bowen pelo MBE medidos em dois níveis. O processo de monitoramento, obtenção e processamento dos dados será detalhado no capítulo 4.

### 3 REVISÃO DOS MÉTODOS DE ANÁLISE E QUANTIFICAÇÃO DE FLUXOS EM SUPERFÍCIES LÍQUIDAS

Este capítulo apresenta todo o referencial teórico desenvolvido ao longo dos anos pela comunidade científica para análise e quantificação dos fluxos em lagos que foram empregados neste trabalho. As novas abordagens e as contribuições deste trabalho para a análise dos fluxos são feitas no capítulo 4 e discutidas nos capítulos subsequentes.

Do ponto de vista hidrológico a evaporação corresponde ao processo de transformação da água no estado líquido para o estado gasoso e seu transporte na atmosfera. A evaporação para um volume de controle de área superficial  $A$  pode ser expressa por:

$$E = \frac{1}{A} \frac{dm}{dt}, \quad (3.1)$$

onde  $E$  é a evaporação por unidade de área e  $dm/dt$  é a taxa de variação da massa de líquido  $m$  que passa à fase de vapor no tempo  $t$ .

Para evaporar a massa de água absorve energia suficiente para a sua mudança de estado, ocorrendo o transporte de massa e energia simultaneamente. Nestas condições a evaporação depende da disponibilidade de energia na superfície líquida e também dos mecanismos determinantes do transporte de massa entre a superfície da água e a camada superficial do ar.

Considerando que a evaporação é um processo de perda de calor da superfície líquida para a atmosfera, ela pode ser quantificada tanto através das relações aerodinâmicas de transferência de massa quanto por equações que envolvam o balanço de energia (ASSOULINE; MAHRER, 1993). Esse processo ocorre enquanto houver capacidade na atmosfera em contato com a

superfície da água para absorver as partículas de vapor d'água, ou seja, enquanto a atmosfera não estiver saturada.

Para que ocorra a evaporação, então, é necessário atender a duas condições: a existência de uma fonte de energia, que em condições normais advém da radiação, do calor sensível da atmosfera e do calor armazenado na água; e a existência de um gradiente na concentração de vapor, ou seja, uma diferença entre a pressão de vapor de saturação na superfície e a pressão de vapor do ar, regulada pela movimentação do ar na superfície através do vento.

A primeira condição estabelece a relação entre o balanço de massa e o balanço de energia, sendo necessário conhecer a radiação líquida disponível na superfície. A segunda condição envolve o mecanismo de transporte de vapor entre a superfície e as camadas da atmosfera próximas, relacionando o processo de evaporação com as equações de turbulência na atmosfera.

Inúmeros estudos sobre a estimativa da evaporação de superfícies líquidas naturais ou antrópicas têm sido realizados ao longo dos tempos. Estes estudos ganharam relevância e importância no início do século passado com o crescimento das construções de grandes reservatórios de armazenamento de água para uso hidrelétrico (DIAS et al., 2008). O marco inicial das discussões atuais sobre a evaporação encontra sua base fundamental na Lei de Dalton, relativa a pressões parciais em mistura de gases, no início do século XIX.

Segundo Brutsaert (1982), para Dalton a evaporação de um líquido qualquer é diretamente proporcional à pressão de vapor do líquido diminuída da pressão parcial já existente na atmosfera, mantendo inalterados outros fatores condicionantes do processo, expressa na seguinte notação:

$$E = C(e_s - e_a), \quad (3.2)$$

onde,  $E$  é a intensidade de evaporação da lâmina de água expressa em altura equivalente por unidade de tempo,  $e_s$  corresponde à pressão de vapor de saturação à temperatura da superfície  $T_s$ ,  $e_a$  é a pressão de vapor do ar ambiente e  $C$  é um coeficiente empírico que depende fundamentalmente da velocidade do vento e da pressão atmosférica do local.

Não somente a lei da pressão parcial mas também as considerações de que a evaporação a partir de qualquer superfície úmida deve ser consequência dos efeitos combinados do vento, do teor de umidade da atmosfera e das características físicas da superfície abriram caminho para outras teorias quantitativas de evaporação.

Seguindo as conclusões de Dalton, buscou-se determinar a evaporação como uma função linear da velocidade do vento e muitos autores testaram experimentalmente a equação (3.2). Em 1877, Weilenmann (BRUTSAERT, 1982) expressou a intensidade de evaporação como uma função linear da velocidade média do vento e do deficit de saturação do ar:

$$E = (a + bu)(e_s(T_a) - e_a), \quad (3.3)$$

onde,  $a$  e  $b$  são constantes empíricas associadas ao termo da velocidade média do vento  $u$  e  $e_s(T_a)$  é a pressão de vapor de saturação à temperatura da superfície do ar  $T_a$ . As equações (3.2) e (3.3) são equivalentes quando a temperatura da superfície da água se iguala à temperatura do ar e o coeficiente  $C$  depende somente da velocidade do vento  $u$ .

Finalmente, em 1882, Stelling (BRUTSAERT, 1982) combinou as equações de Dalton e de Weilenmann, do seguinte modo:

$$E = (a + bu)(e_s(T_s) - e_a). \quad (3.4)$$

Esta equação com diversos valores das constantes empíricas  $a$  e  $b$  é, ainda hoje, uma das mais utilizadas em estudos de evaporação.

Preocupados com a troca de calor necessária para o processo de evaporação, os desenvolvimentos dos estudos de Stefan e Boltzman, em 1879, desempenharam enorme importância na quantificação dos componentes do balanço energético na superfície, aprimorando o entendimento sobre a partição da energia da radiação introduzido por Debrée, em 1847, e depois completados por Maury, em 1861 (BRUTSAERT, 1982).

Buscando um melhor entendimento do processo físico, estudos da mecânica dos fluidos acrescentaram importantes progressos através da análise dos fenômenos de transporte em regime

de fluxo turbulento. Uma das grandes contribuições na teoria sobre os fluxos turbulentos foi dado por Reynolds (1900) na interpretação da equação de transferência de calor, conhecida como analogia de Reynolds, relacionando o fluxo turbulento de momento linear com o fluxo turbulento de calor, analogia esta aplicada também a outros escalares. Isso conduziu à descrição do gradiente vertical da velocidade do vento sobre a superfície terrestre como princípio da transferência de quantidade de movimento linear, entre outras considerações.

A quantificação do balanço de energia começou com Homén, em 1897, e serviu de base para os trabalhos de Schmidt, por volta de 1915, e de Bowen (1926), iniciando a era moderna dos estudos sobre o fenômeno dos processos envolvidos na evaporação.

O estudo do efeito do vento na evaporação obteve a atenção de um grande número de pesquisadores, onde se destacam os trabalhos de Sutton (1934), Pasquill (1943), Penman (1948) e Cummins (1950). Já os efeitos da umidade e da temperatura da superfície na intensidade de evaporação foram objeto de estudo de autores como Jones e Butler (1958) e Monteith (1973).

Em todos os estudos citados acima, a aplicação da equação (3.4) leva à escolha de coeficientes empíricos para ajustar os cálculos ao valor de dados medidos de evaporação. Com isto é possível obter estimativas de evaporação através de parametrizações pré-estabelecidas dos coeficientes da equação.

No entanto, nem sempre é possível contar com dados medidos de evaporação, de modo que a partir da equação (3.4) é possível definir diversas outras maneiras de estimativa da evaporação.

### **3.1 ESTIMATIVAS DE EVAPORAÇÃO**

Devido à sua natureza, a evaporação de superfícies de água raramente é medida de forma direta (JONES, 1992). Por isso, a eleição de um método para quantificar a perda de água por evaporação depende, em parte, do grau de rigor que se pretende obter; da precisão da instrumentação utilizada; e da quantidade e qualidade de dados históricos disponíveis.

O uso de vários métodos pode gerar resultados bem distintos e diferentes não somente quantitativamente, como qualitativamente, como observado por Hoy e Stephens (1977) ao aplicarem três diferentes métodos de cálculo da evaporação para quatro represas australianas. Tais resultados são corroborados pelos estudos de Warnaka e Pochop (1988) comparando duas equações de cálculo da evaporação para duas represas diferentes na região de Wyoming nos Estados Unidos.

Mais do que a escolha de um método empírico para estimar a evaporação de uma superfície líquida, são necessários dados medidos confiáveis para que se estabeleça um método de comparação e validação das estimativas. Assim sendo, a determinação da evaporação por métodos de medição direta constitui-se como a melhor opção para obtenção de dados reais confiáveis para calibração e validação de resultados de modelos empíricos.

Por outro lado, levando-se em conta as especificidades locais de uso e ocupação do solo, relevo, condições atmosféricas e climáticas, bem como o levantamento de dados meteorológicos que variam de local para local – quer em termos do número de parâmetros efetivamente monitorados, quer em extensão temporal das respectivas séries de valores – estabelecer uma metodologia de cálculo da evaporação capaz de lidar com essas diferenças ainda permanece como um objetivo a ser atingido.

Vários métodos foram desenvolvidos ao longo dos anos para acompanhar as campanhas intensivas de monitoramento realizadas em grandes lagos. Neste trabalho serão utilizados o método de balanço de energia (MBE), o método de covariâncias turbulentas (MCT) e o método de transferência de massa. Na sequência serão abordadas as equações, a aplicabilidade e características dos métodos de balanço de energia e de transferência, bem como a teoria e os principais desenvolvimentos sobre os métodos de medição direta abordados no escopo deste trabalho.

### 3.1.1 Método do balanço de energia – razão de Bowen

O fluxo de calor sensível nas condições da interface água e ar é de difícil determinação. Bowen (1926), no sentido de superar as dificuldades, propôs um método indireto para estimar a partição da energia entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente, admitindo que os fluxos são proporcionais aos gradientes verticais da temperatura e da umidade, isto é:

$$H = -\rho c_p K_H \frac{d\bar{T}_a}{dz}, \quad (3.5)$$

$$LE = -\rho L K_E \frac{d\bar{q}}{dz}. \quad (3.6)$$

Admitindo que a taxa de transporte é constante e que os gradientes de umidade ( $d\bar{q}/dz$ ) e de temperatura ( $d\bar{T}_a/dz$ ) podem ser aproximados pelas diferenças discretas a dois níveis de medição com alturas  $z_1$  e  $z_2$  da superfície, pode-se definir a razão de Bowen por gradiente substituindo na equação (1.5) as equações discretizadas de gradiente vertical, resultando em:

$$Bo_g = \frac{\rho c_p K_H (\bar{T}_a - \bar{T}_s)}{\rho L K_E (\bar{q}_a - \bar{q}_s)}. \quad (3.7)$$

Uma das suposições de Bowen é de que a temperatura e a umidade são transportadas de maneira similar na atmosfera (posteriormente postulado pela TSMO) levando a consideração que os coeficientes de difusão turbulenta para temperatura e para vapor são iguais ( $K_H = K_E$ ). Utilizando ainda a pressão de vapor no lugar da umidade específica, a expressão fica como:

$$Bo = \gamma \frac{\bar{T}_s - \bar{T}_a}{\bar{e}_s - \bar{e}_a}, \quad (3.8)$$

onde  $\gamma$  é a constante psicrométrica determinada por Allen et al. (1998), Dias e Reis (1998), Brutsaert (2005).

$$\gamma = \frac{c_p p}{L \varepsilon}, \quad (3.9)$$

onde,  $\varepsilon = 0,622$  corresponde à razão das massas molares do vapor de água e do ar seco e,  $p$  representa a pressão atmosférica no local. Muitos autores consideram o valor aproximado de  $\gamma = 0,67 \text{ Pa K}^{-1}$ .



Pela sua simplicidade e facilidade de aplicação o MBE – razão de Bowen se tornou uma forma muito usual de determinação da evaporação de um corpo de água, bastando conhecer o valor da radiação líquida, o gradiente de temperatura e de umidade, e os fluxos de calor intervenientes no sistema. Nessas condições, a intensidade de evaporação pode ser obtida por combinação das equações (1.2) e (1.4):

$$E = \frac{R_n - G - D}{\rho L(1 + Bo)}. \quad (3.10)$$

Quanto mais precisas forem as estimativas da partição de energia entre  $H$  e  $LE$ , melhor será a estimativa da evaporação, dependendo apenas da confiabilidade na determinação da razão de Bowen.

Como visto no capítulo 1 as estimativas da razão de Bowen podem ser realizadas através de medições diretas dos fluxos de calor na superfície da água utilizando  $H$  e  $LE$  medidos na equação (1.4) –  $Bo_f$ , ou indiretamente através dos gradientes de temperatura e de umidade conforme equação (1.5) –  $Bo_g$ .

Com maior precisão nas medidas dos fluxos, através do desenvolvimento de novas instrumentações micrometeorológicas, a aplicabilidade da razão de Bowen se tornou mais eficiente, principalmente para superfícies de cobertura vegetal, pela facilidade de fixação destes instrumento em uma torre em terra para diversos ambientes distintos. A mesma aplicabilidade para superfícies de água demanda muito mais recursos técnicos e de engenharia, encontrando um número menor de aplicações (TANNY et al., 2008; ALLEN; TASUMI, 2005; ASSOULINE, 1993).

### 3.1.2 Método das covariâncias turbulentas

A Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) (MONIN; OBUKHOV, 1954) foi desenvolvida para explicar a dinâmica da CS da atmosfera e se tornou um instrumento padrão de análise micrometeorológica (FOKEN, 2006), utilizando a proposta da decomposição de Reynolds.

Na atmosfera, a média  $\bar{a}$  é o resultado dos processos atmosféricos de meso e macro escalas e pode ser obtidos com instrumentos convencionais de monitoramento meteorológico. Já as flutuações envolvem as pequenas variações em microescala e são devidas a processos dinâmicos de turbulência e suas medições envolvem instrumentos bem mais sofisticados de monitoramento micrometeorológico (WMO, 2006).

A TSMO é aplicada com sucesso nas medições de fluxos turbulentos para estimativas dos fluxos de massa e energia na camada superficial (GARRATT, 1994), principalmente para estimativas da evaporação e transpiração das superfícies (BRUTSAERT, 1982).

Como visto no capítulo 2, a turbulência transporta na camada superficial quantidade de movimento, calor e vapor de água por meio do campo de flutuações de velocidade. Se as flutuações turbulentas forem medidas suficientemente próximo da superfície da terra (a menos de 10 m de altura), os fluxos superficiais  $\tau$ ,  $H$  e  $E$  podem ser calculados por meio das covariâncias entre as flutuações de velocidade vertical  $w$  e velocidade horizontal  $u$ , temperatura potencial  $\theta$  e umidade específica  $q$  (BRUTSAERT, 1982; STULL, 1988) através das equações (2.23)–(2.26), multiplicando esta última pela constante  $L$  para a obtenção da evaporação.

O método das covariâncias turbulentas, conhecido na comunidade científica internacional por *eddy covariance*, foi inicialmente proposto na Austrália em 1951 por Swinbank (DYER; PRUITT, 1962) e é tratado por vários autores como o único método realmente capaz de fornecer uma medição direta da evaporação (STULL, 1988; ALLEN; TASUMI, 2005), por isto a sua importância em trabalhos desta área de interesse. Para conseguir medir as flutuações turbulentas são necessários equipamentos sofisticados e muito sensíveis capazes de medir com elevada frequência de amostragem as mínimas variações das variáveis, o que inicialmente tornou-se um impeditivo da aplicação do método.

Dyer e Maher (1965) construíram e testaram com sucesso um conjunto de equipamentos compactos de medição direta de evaporação. O sistema foi chamado de Evapotron e era baseado em sensores de resposta rápida e um processador para efetuar a aquisição dos dados em alta frequência, sendo utilizado durante muito tempo para MCT.

Com o desenvolvimento de novas tecnologias, novos sensores e instrumentos de monitoramento foram tornando as limitações instrumentais do MCT cada vez menores. Com o surgimento de novos sistemas de aquisição de dados, o uso passou a ser mais frequente pelos pesquisadores nesta área, embora o custo de aquisição e manutenção ainda tornem a aplicação operacional deste sistema de monitoramento muito dispendiosa.

Para a medição das flutuações de velocidade vertical do vento ( $w'$ ) são utilizados anemômetros sônicos, geralmente tridimensionais, com capacidade de resposta rápida e alta frequência de medição ( $\geq 10$  Hz). Para a medição de flutuações de temperatura ( $\theta'$ ) são utilizados termopares de resposta rápida e a flutuação de umidade específica ( $q'$ ) medida por higrômetros, também de resposta rápida.

Para medir as flutuações em alta frequência os sensores devem ter a confiabilidade e precisão que o MCT precisa, ou seja, além de serem sensores de resposta rápida, capazes de medir a uma taxa de 20 vezes por segundo, também têm que ter uma sensibilidade e uma acurácia muito grande para captar as mínimas variações das grandezas no intervalo de tempo de 1/20 segundos.

Os dados medidos em alta frequência são processados para o cálculo das covariâncias  $\overline{w'q'}$  e  $\overline{w'\theta'}$  para janelas de tempo fixas, geralmente de 5 a 30 minutos, e suas correlações geram os fluxos de calor sensível e de calor latente ou evaporação (VERMA, 1990; ASSOULINE; MAHRER, 1993).

Os trabalhos de Stannard e Rosenberry (1991), Rosenberry et al. (1993) e Assouline e Mahrer (1993) foram estudos que usaram o método das covariâncias turbulentas especificamente para estimativas de evaporação em lagos. A principal conclusão destes autores é que o método das covariâncias produz os melhores resultados para a estimativa da evaporação, visto que a medição por MCT é mais precisa e confiável. Neste trabalho o MCT foi utilizado para a determinação de todas as estatísticas dos dados turbulentos, calculados em médias a cada 30 min., o que captura uma boa parte da turbulência (CANCELLI et al., 2012), e com estes dados a determinação da razão de Bowen por fluxos  $Bo_f$ .

### 3.1.3 Método de transferência de massa

A transferência de massa é um processo de difusão turbulenta e advecção onde os fluxos são resultados da interação dos processo de convecção livre e de convecção forçada. A formulação aerodinâmica da transferência de massa parte do pressuposto de que a camada limite superficial é homogênea e que o perfil dos fluxos na vertical é praticamente constante, sendo possível o fluxo de quantidade de movimento a partir das condições aerodinâmicas como:

$$\tau = \rho K_M \frac{du}{dz}, \quad (3.11)$$

onde  $K_M$  é o coeficiente de difusão turbulenta para a quantidade de movimento, que juntamente com as equações (3.5) e (3.6) definem as equações diferenciais de fluxos superficiais.

Por análise dimensional da equação (3.11),  $K_M = u_* \kappa z$ , sendo  $\kappa$  a constante de von Kármán ( $\approx 0,4$  (BRUTSAERT, 1982)) e  $u_*$  a escala de velocidade denominada de velocidade de atrito. Sendo  $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$  a equação (3.11) pode ser reescrita como:

$$\frac{d\bar{u}}{dz} = \frac{u_*}{\kappa z}, \quad (3.12)$$

que integrada produz a equação do perfil logarítmico de velocidade:

$$\bar{u} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left( \frac{z}{z_0} \right), \quad (3.13)$$

onde  $z_0$  é o comprimento de rugosidade obtido pela constante de integração da equação para a transferência de momento linear e corresponde à altura para a qual a velocidade do vento se anula numa camada superficial. A equação (3.13) é válida somente para as condições de estabilidade neutra.

Para a quantidade de movimento  $\tau$  na equação (3.11), a equação de transferência é:

$$\tau = \rho C_M \bar{u}^2, \quad (3.14)$$

$$C_M = \frac{\kappa^2}{\ln \left( \frac{z}{z_0} \right)}, \quad (3.15)$$

onde  $C_M$  representa o coeficiente de transferência de momento.

É possível realizar desenvolvimento semelhante para estimar o fluxo de calor sensível a partir da superfície livre da água. A análise dimensional da equação (3.5) leva a:

$$\frac{dT}{dz} = \frac{H}{\rho c_p u_* \kappa z}, \quad (3.16)$$

que integrada produz:

$$\bar{T} - \bar{T}_s = \frac{H}{\kappa \rho c_p u_*} \ln \left( \frac{z}{z_{0H}} \right). \quad (3.17)$$

Juntando as equações (3.13) e (3.17), temos:

$$H = \frac{\kappa^2 \rho c_p u}{\ln \left( \frac{z}{z_0} \right) \ln \left( \frac{z}{z_{0H}} \right)} (\bar{T} - \bar{T}_s), \quad (3.18)$$

ou, em termos do coeficiente de transferência:

$$H = C_H \rho c_p u (\bar{T} - \bar{T}_s), \quad (3.19)$$

$$C_H = \frac{\kappa^2}{\ln \left( \frac{z}{z_0} \right) \ln \left( \frac{z}{z_{0H}} \right)}, \quad (3.20)$$

onde  $C_H$  representa o coeficiente de transferência de temperatura.

Analogamente, a análise dimensional para a equação (3.6) leva a:

$$\frac{dq}{dz} = \frac{E}{\rho u_* \kappa z}, \quad (3.21)$$

que integrada produz:

$$\bar{q} - \bar{q}_s = \frac{E}{\kappa \rho u_*} \ln \left( \frac{z}{z_{0E}} \right). \quad (3.22)$$

Juntando as equações (3.13) e (3.22), temos:

$$E = \frac{\kappa^2 \rho u}{\ln \left( \frac{z}{z_0} \right) \ln \left( \frac{z}{z_{0E}} \right)} (\bar{q} - \bar{q}_s), \quad (3.23)$$

ou, em termos da formulação de transferência de massa:

$$E = C_E \rho u (\bar{q} - \bar{q}_s), \quad (3.24)$$

$$C_E = \frac{\kappa^2}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \ln\left(\frac{z}{z_{0E}}\right)}, \quad (3.25)$$

onde  $C_E$  representa o coeficiente de transferência de vapor de água.

A avaliação do  $C_E$  depende de determinações experimentais para os comprimentos de rugosidade. Sabe-se que para o transporte de vapor de água o processo governante é a difusão molecular enquanto que para o transporte de momento linear também são adicionadas as forças de pressão.

Note que as equações (3.15), (3.20) e (3.25) acima são válidas para condições de estabilidade neutra da atmosfera. Quando a atmosfera se apresenta em condições não neutras, geralmente durante o dia, as equações precisam fazer uso também da variável de estabilidade da TSMO para gerarem bons resultados.

Em condições instáveis, as equações de transferência que quantificam os fluxos superficiais de acordo com diferenças de velocidade do vento, temperatura e umidade entre a superfície e um ou mais níveis de medição, incorporam as escalas de estabilidade da TSMO nos coeficientes de transferência, de acordo com as equações (3.14), (3.19) e (3.24). Os coeficientes de transferência de quantidade de movimento  $C_M$ , calor latente  $C_E$  e calor sensível  $C_H$  das equações (3.15), (3.20) e (3.25) são obtidos com base nos perfis logarítmicos da Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov permitindo assim que a estabilidade atmosférica seja inserida, tal que:

$$C_M = \frac{\kappa^2}{\left[\ln \frac{z}{z_{0M}} + \Psi_M(\zeta)\right]^2}, \quad (3.26)$$

$$C_H = \frac{\kappa^2}{\left[\ln \frac{z}{z_{0M}} + \Psi_M(\zeta)\right] \left[\ln \frac{z}{z_{0H}} + \Psi_H(\zeta)\right]}, \quad (3.27)$$

$$C_E = \frac{\kappa^2}{\left[\ln \frac{z}{z_{0M}} + \Psi_M(\zeta)\right] \left[\ln \frac{z}{z_{0E}} + \Psi_E(\zeta)\right]}. \quad (3.28)$$

Para os casos em que a atmosfera é neutra ( $\zeta = 0$ ) o valor das funções de correção  $\Psi$  é nulo, e as equações (3.26), (3.27) e (3.28) voltam para as equações (3.15), (3.20) e (3.25), respectivamente.

As rugosidades superficiais  $z_{0M}$ ,  $z_{0E}$  e  $z_{0H}$ , respectivamente para os fluxos de quantidade de movimento, de calor e de calor sensível assumem agora funções parametrizadas (BRUTSAERT, 1982):

$$z_{0M} = \frac{a_M u_*^2}{g}, \quad (3.29)$$

$$z_{0H} = a_H z_{0M} \exp \left[ -b_H \kappa a_v \left( \frac{u_* z_{0M}}{\nu} \right)^{1/4} Sc_H^{1/2} \right], \quad (3.30)$$

$$z_{0E} = a_E z_{0M} \exp \left[ -b_E \kappa a_v \left( \frac{u_* z_{0M}}{\nu} \right)^{1/4} Sc_E^{1/2} \right], \quad (3.31)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\kappa$  é a constante de von Kármán,  $\nu$  é a viscosidade cinemática e  $a_v$  é a razão entre a difusividade e a viscosidade turbulenta em condições neutras;  $Sc_E$  é o número de Schmidt para o vapor da água e  $Sc_H$  é o número de Schmidt para o calor; os coeficientes  $a_M$ ,  $a_H$  e  $a_E$  são constantes empíricas.

Os coeficientes sugeridos por Brutsaert (1982) são  $a_H = a_E = 7,4$ ,  $b_H = b_E = 7,3$  e  $a_M = 0,016$  (HICKS, 1972 apud BRUTSAERT, 1992). Supondo uma temperatura média do ar de 20°C (BRUTSAERT, 1982, pg.117), temos  $Sc_E = 0,595$  e  $Sc_H = 0,711$ ,  $\nu = 1,509 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  e  $a_v$  pode variar entre 1,0 e 1,13.

As funções de correção  $\Psi$  que aparecem no cálculo das escalas turbulentas são definidas como desvios em relação aos perfis logarítmicos de velocidade do vento, temperatura e umidade do ar causados pelas condições de estabilidade atmosférica determinada pela variável  $\zeta$ . Estas funções de correção são resultantes da integração de gradientes adimensionais cujas formulações clássicas foram apresentadas por Businger-Dyer (BRUTSAERT, 1982, 1992) e por Yaglom (1977). Neste trabalho são utilizadas as funções de correção de estabilidade para condições instáveis sugeridas por Brutsaert (1992). A função  $\Psi_M$  é sugerida para três intervalos de  $\zeta$  em atmosfera instável:  $I_1$  para  $-0,0059 < \zeta < 0$ ,  $I_2$  para  $-15,025 \geq \zeta \geq -0,0059$  e  $I_3$  para

$\zeta < -15,025$ , sendo respectivamente:

$$\begin{aligned}\Psi_M(\zeta)_{I_1} &= 0,0, \\ \Psi_M(\zeta)_{I_2} &= 1,47 \ln \left[ \frac{0,28 + (-\zeta)^{0,75}}{0,28 + (0,0059 + (-z_{0M}/L_O))^{0,75}} \right] - 1,29 \left[ \frac{1}{(-\zeta)^{1/3}} - \frac{1}{(0,0059 + (-z_{0M}/L_O))^{-1/3}} \right], \\ \Psi_M(\zeta)_{I_3} &= \Psi_M(-15,025).\end{aligned}\tag{3.32}$$

Para  $\Psi_H$  e  $\Psi_E$  e atmosfera instável ( $\zeta < 0$ ), Brutsaert (1992) sugere:

$$\Psi_H(\zeta) = 1,2 \ln \left[ \frac{0,33 + (-\zeta)^{0,78}}{0,33 + (-z_{0H}/L_O)^{0,78}} \right], \tag{3.33}$$

$$\Psi_E(\zeta) = 1,2 \ln \left[ \frac{0,33 + (-\zeta)^{0,78}}{0,33 + (-z_{0E}/L_O)^{0,78}} \right]. \tag{3.34}$$

Para os casos em que a atmosfera é estável ( $\zeta \geq 0$ ) considera-se  $\Psi_M = \Psi_H = \Psi_E = -5 \zeta$  (BRUTSAERT, 1992).

O sistema de equações formado pelas escalas turbulentas de velocidade do vento, temperaturas, umidade específica do ar e comprimento é não-linear, conseqüentemente é necessário um processo iterativo para resolvê-lo onde inicialmente toma-se  $L_O = \infty$ .

### 3.2 DESENVOLVIMENTOS E APRIMORAMENTOS DOS MÉTODOS UTILIZADOS

As medições diretas de fluxos sobre superfícies líquidas são extremamente custosas. É necessário montar um aparato instrumental sobre lagos, garantindo estabilidade da base de medição e ainda condições de medições favoráveis. No entanto, muitos trabalhos têm dedicado esforços para a estimativa destes fluxos com o objetivo de obter dados para uso em modelos de balanço hídrico de lagos e reservatórios.

Em Assouline et al. (2008) foi realizado um estudo para análise das metodologias e escalas de aplicação em três diferentes corpos hídricos com diferentes condições climáticas. Os resultados mostraram que o tamanho do corpo hídrico e que diferentes condições climáticas modificam a dinâmica da evaporação.



Em Tanny et al. (2008) faz-se um comparativo das medições diretas de evaporação através de fluxos turbulentos com as estimativas de evaporação através de modelos indiretos de balanço de energia. As estimativas através de modelos combinados de gradiente e balanço de energia apresentaram os melhores resultados, porém com uma forte dependência com a velocidade do vento, apresentando piores estimativas principalmente em baixas velocidades.

Em Rimmer et al. (2009) é realizado um estudo abrangente da diferença entre os métodos usuais de monitoramento e cálculo da evaporação de lagos. Foram observados os métodos de evaporação em tanques, balanço de massa e energia, métodos aerodinâmicos e métodos de Penman simplificados. Cada metodologia apresenta uma resposta diferente com relação às escalas de tempo em que as evaporações são avaliadas. Para escala horária os métodos aerodinâmicos apresentam uma melhor estimativa.

Todos os processos de avaliação das metodologias passam por um procedimento rigoroso de controle de qualidade de dados micrometeorológicos, que se torna essencial para assegurar dados confiáveis e consistentes com a (TSMO) (MONIN; OBUKHOV, 1954; STULL, 1988). Os sistemas de monitoramento micrometeorológico vêm sendo exaustivamente estudados para assegurar a qualidade dos dados (DIAS et al., 2002).

Para se trabalhar com dados micrometeorológicos confiáveis, o procedimento de análise deve passar por duas fases distintas: a primeira é a de correções devido aos efeitos físicos dos sensores micrometeorológicos; a segunda é a de controle de qualidade devido às condições restritas de validação da TSMO e aos efeitos do ambiente de monitoramento. Com a aplicação destes procedimentos, gera-se muitas lacunas nos dados micrometeorológicos, onde se torna necessário a aplicação de métodos de preenchimento de séries de dados, um dos escopos desta pesquisa.

Em Lee et al. (2004) é possível ter o entendimento necessário para aplicar a metodologia de controle de qualidade e assegurar resultados consistentes, porém, há a necessidade de se adaptar as metodologias propostas para as condições de campo empregadas aqui, bem como levar em consideração que a maior parte dos desenvolvimentos já propostos se aplicam para

dados mensurados em terra, sobre superfícies vegetadas ou florestas, e poucas são as aplicações para superfícies de grandes lagos.

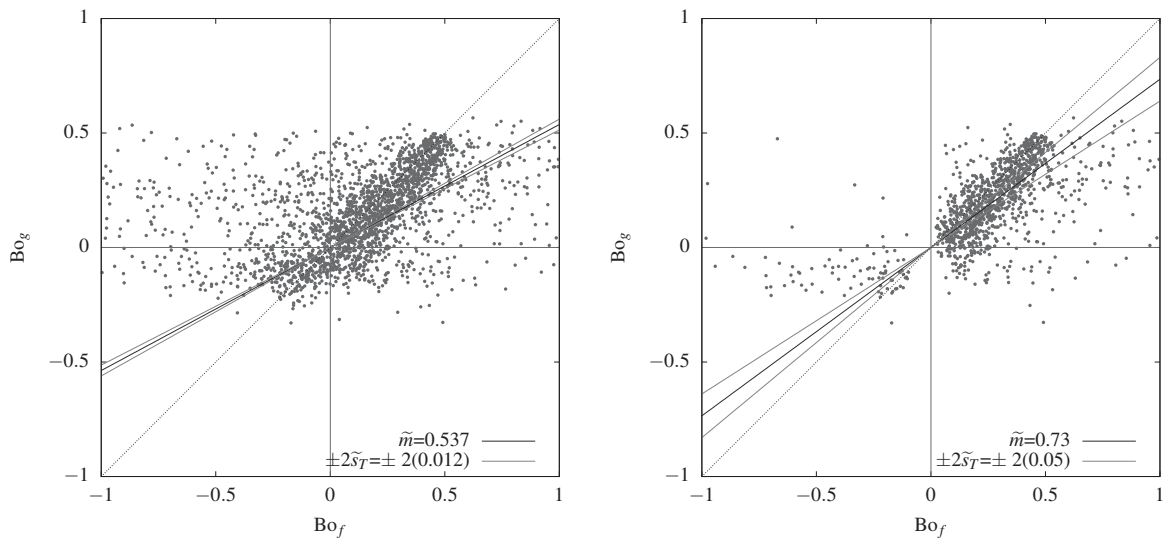
As correções de  $LE$  propostas por Webb-Pearman-Leuning – WPL (WEBB et al., 1980), se aplicam aos fluxos devido a dependência que existe entre a pressão de vapor e a densidade de vapor em função das flutuações de temperatura, conceito este que também se aplica para as correções de  $CO_2$  (WEBB; PEARMAN, 1977).

Embora a aplicação do controle de qualidade e das correções no MCT sejam bem sucedidas, existem ainda alguns problemas não resolvidos. O principal e já discutido na seção 2.6 é que, mesmo em condições ideais, o fechamento completo do balanço de energia não é alcançado. Na maioria dos estudos, a soma dos fluxos de calor latente e de calor sensível é de aproximadamente 80 a 90% da energia líquida disponível. Como já mencionado, isto sugere que os fluxos durante o dia podem estar sendo subestimado. Os principais desenvolvimentos e aprimoramentos na correção, análise e controle de qualidade dos dados utilizados no escopo deste trabalho serão tratados nas subseções seguintes.

### 3.2.1 Desenvolvimentos do método do balanço de energia – razão de Bowen

Retomando-se as equações da razão de Bowen em termos dos fluxos e em termos dos gradientes (equações (1.4) e (3.7)), espera-se que as razões de Bowen sejam pequenas, pois sobre uma superfície líquida  $LE$  é muito maior que  $H$ . Porém, as razões para os fluxos medidos ( $Bo_f$ ) são maiores que para os fluxos estimados ( $Bo_g$ ), mesmo aplicando alguns filtros de controle de qualidade e de correção dos fluxos, como pode ser visto na figura 3.1.

Observa-se na figura 3.1 que os resultados de razão de Bowen para todo o período de medição com algum controle de qualidade (ver capítulo 4) apresentam uma melhora na relação 1:1, demonstrado pela maior aproximação da mediana  $\tilde{m}$  do valor de referência 1. Note que a lacuna existente numa pequena faixa de  $Bo_f$  em torno de zero se deve a eliminação dos fluxos de baixa intensidade. Muitos trabalhos relatam que fluxos de baixa intensidade podem apresentar problemas de inconsistência física, pois como sua ordem de grandeza é pequena,



Nota: A linha pontilhada representa a relação 1:1, a linha preta representa a mediana ( $\tilde{m}$ ) e a linha cinza representa a dispersão em torno da mediana ( $\tilde{s}_T$ )

Figura 3.1: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para todo o período de dados sem filtros (esquerda) e aplicando filtros (direita).

fatores como advecção local entre outros podem interferir fisicamente no processo. Neste sentido, neste trabalho optou-se por não incluir na análise os registros com fluxos  $H$  ou  $LE$  de baixa intensidade ( $< 5 \text{ Wm}^{-2}$ ). A figura 3.1 corrobora a necessidade de um controle de qualidade e de uma metodologia de correção dos fluxos.

Mesmo diminuindo o número de pontos, alguns resultados ainda apresentam fluxos invertidos entre os dois métodos (razões de Bowen com o sinal trocado). Mesmo utilizando métodos de medição mais precisos como MCT, uma das causas possíveis destas discordâncias podem ser dados espúrios e que ainda precisam passar por algum critério de validação.

Ohmura (1982) propõe um critério baseado na inconsistência física dos dados de fluxos ou gradientes devido aos erros nas estimativas destes, que podem ser causados por erros nas medições das variáveis que calculam os fluxos. Ademais, considera como critério de eliminação os dados coletados nos períodos do começo da manhã e final da tarde (transição do período de radiação solar incidente) e em situações de precipitação. Afirma que a eliminação destes dados aplicando o seu critério não deve comprometer os dados de evaporação para períodos maiores

que um dia, mesmo porque as taxas de evaporação que ocorrem no começo da manhã e no final da tarde são usualmente pequenas.

Payero et al. (2003) abordam um critério de validação para cada termo envolvido na equação de razão de Bowen. Estabelecem como critério para validação da radiação líquida os dados em que o comportamento da radiação líquida medida se aproxima do comportamento da radiação líquida estimada (supondo um intervalo de confiança). A validação do fluxo de calor para a superfície se dá pela razão entre este e a radiação líquida avaliada para diferentes fatores de cobertura da superfície (por exemplo: altura da vegetação quando houver, senão uma constante) também supondo um intervalo de confiança. A validação dos dados de fluxo de calor latente é realizada através de um intervalo de validade de razão de Bowen, mais especificamente  $-0,75 > Bo > -1,25$ , o que elimina os fluxos discrepantes principalmente nos períodos de nascer e pôr do sol, proposto por Tanner et al. (1987). Também são eliminados os fluxos estimados por razão de Bowen que apresentam erro de sinal conjugando as duas inequações propostas por Ohmura (1982).

No trabalho de Perez et al. (1999) foi definido um critério de validação considerando adicionalmente a eliminação dos fluxos onde as diferenças de temperatura e de pressão de vapor estão próximas da ordem de magnitude de resolução dos sensores (que pode eliminar também fluxos com valores corretos) e um critério de rejeição baseado nas inconsistências físicas dos dados, mesmo naqueles casos em que as diferenças de temperatura e pressão de vapor estão maiores que a resolução dos sensores, para os casos específicos em que  $Bo \approx -1$ . Seu método eliminou em média 40% dos dados, a maioria correspondente a períodos noturnos ou períodos com precipitação.

Neste trabalho, para a validação dos dados de razão de Bowen, adotou-se o critério de eliminar dados com fluxos de baixa intensidade  $\leq 5 \text{ W m}^{-2}$  e eliminar dados em que  $Bo_f$  e  $Bo_g$  indicam fluxos invertidos (sinal trocado). Não houve precipitação durante todo o período.

### 3.2.2 Desenvolvimentos do método das covariâncias turbulentas

Atualmente o MCT pode ser considerado a forma mais precisa de medir a evaporação. Para isto é necessário que o experimento esteja corretamente montado, sendo necessário acondicionar um pequeno conjunto de equipamentos com dois ou três sensores em um volume pequeno de espaço (um cubo com aresta de 20 cm) (DIAS et al., 2002).

A principal desvantagem relacionada a este método está justamente na necessidade de medições de alta frequência (10 Hz ou mais). Medições nestas frequências requerem equipamentos mais sofisticados, elevando o custo dos sensores, bem como diminuindo o tempo das campanhas devido ao grande consumo de energia em trabalhos de campo.

Dias et al. (2002) desenvolveram um sistema de monitoramento micrometeorológico implementando sensores mais robustos e com menor custo, denominado Método das Covariâncias Turbulentas Atenuadas (MCTA), possibilitando a aplicação em campo dos sensores para monitoramento automático em longos períodos, permitindo o monitoramento em alta frequência com custo mais baixo.

Dias e Maggiotto (2003) demonstraram a aplicação deste método para monitoramento em lagos, aplicando com sucesso o sistema para o lago de Furnas, demonstrando a capacidade do MCTA para monitorar séries de evaporação em lagos por longos períodos.

Mais recentemente, Vissotto Jr. et al. (2013) implementaram um sistema autônomo de alimentação de energia, possibilitando que o MCT possa ser utilizado em campo por períodos mais longos sem a necessidade de reposição dos equipamentos para fornecimento de energia.

Mesmo com todos os desenvolvimentos recentes, toda a sofisticação e tecnologia desenvolvidas não eliminam a necessidade de acompanhamento em campo para verificação da integridade dos sensores. Mesmo sofisticados, alguns sensores não funcionam corretamente sob chuva (DIAS et al., 2003), e outros estão sujeitos a diversos intempéries naturais (VISSOTTO JR. et al., 2013).

Além disso, monitoramento com o uso do MCT, ou até mesmo do MCTA, gera um volume muito grande de dados exigindo a necessidade de tratamento e processamento sofisticados para análise das medições. Neste trabalho, as descrições acima foram aplicadas num procedimento de processamento e controle de qualidade dos dados trabalhados num capítulo específico (capítulo 4).

### 3.2.3 Correção dos fluxos devido as flutuações de densidade (WPL)

A correção para os fluxos superficiais de calor latente para correção da densidade de vapor foi estudada e implementada por Webb et al. (1980) e denominou-se WPL. A correção WPL é uma correção que se aplica aos fluxos devido a dependência que existe entre a pressão de vapor e a densidade de vapor em função das flutuações de temperatura.

Esta correção é obtida a partir da lei dos gases ideais, onde  $p = \rho RT$  e divide-se a densidade do ar  $\rho$  em suas componentes de densidade do ar seco e densidade de vapor d'água, tal que:

$$p = [\rho_d R_d + \rho_v R_v] T. \quad (3.35)$$

Procedendo com a decomposição de Reynolds para a pressão, a densidade e a temperatura, obtém-se duas equações distintas:

$$\bar{p} = [\bar{\rho}_d R_d + \bar{\rho}_v R_v] \bar{T}, \quad (3.36)$$

$$p' = [\rho'_d R_d + \rho'_v R_v] \bar{T} + [\bar{\rho}_d R_d + \bar{\rho}_v R_v] T'. \quad (3.37)$$

Fazendo a correlação com  $w$ , supondo que as flutuações de pressão são aproximadamente zero:

$$\overline{w' p'} = 0 = [\overline{w' \rho'_d R_d} + \overline{w' \rho'_v R_v}] \bar{T} + [\bar{\rho}_d R_d + \bar{\rho}_v R_v] \overline{w' T'}, \quad (3.38)$$

$$\overline{w \rho'_d} = \bar{w} \bar{\rho}_d + \overline{w' \rho'_d} = 0, \quad (3.39)$$

$$\bar{w} = - \frac{\overline{w' \rho'_d}}{\bar{\rho}_d}, \quad (3.40)$$

$$\overline{w \rho'_v} = \bar{w} \bar{\rho}_v + \overline{w' \rho'_v}. \quad (3.41)$$

Usando (3.40) no primeiro termo do lado esquerdo de (3.41) e rearranjando (3.38):

$$\overline{w\rho_v} = -\frac{\overline{w'\rho_d'}}{\overline{\rho_d}}\overline{\rho_v} + \overline{w'\rho_v'}. \quad (3.42)$$

$$w'\rho_d'R_d\bar{t} = -[\overline{\rho_d}R_d + \overline{\rho_v}R_v]\overline{w'T'} - \overline{T}R_v\overline{w'\rho_v'}. \quad (3.43)$$

Usando (3.43) em (3.42) e ajustando obtêm-se (3.44). Esta correção WPL foi aplicada para todos os dados do MCT.

$$LE = L(1 + \mu r)(\overline{w'\rho_v'} + (\rho_v/Tc)\overline{w'\theta'}), \quad (3.44)$$

$$\mu = R_v/R, \quad (3.45)$$

$$r = \rho_v/\rho_d. \quad (3.46)$$

### 3.2.4 Análise da área de contribuição – *footprint*

Os fluxos são trocas de massa e de calor em uma fina camada entre a atmosfera e superfície, sendo transportados verticalmente pelas flutuações turbulentas (TSMO). A incidência do vento horizontal aumenta este transporte turbulento na vertical, mas também pode carregar estes fluxos na direção do vento. Quando o ponto de medição está afastado verticalmente da superfície, é intuitivo pensar que o fluxo que está sendo medido é uma contribuição do fluxo imediatamente abaixo do ponto de medição com uma contribuição espacial do fluxo no entorno do ponto de medição que é transportado pelo vento. Usando este conceito Pasquill (1943) escreveu a equação integral da difusão na atmosfera explicitada como:

$$\eta(\vec{r}) = \int_{\mathfrak{R}} Q_{\eta}(\vec{r}') \cdot f(\vec{r} - \vec{r}') d\vec{r}', \quad (3.47)$$

em que  $\eta$  representa o valor registrado no ponto de medição em  $\vec{r}$  devido a uma região de contribuição de tamanho  $Q_{\eta}$  localizada em  $\vec{r}'$ , onde  $f$  representa a função de probabilidade de transferência de  $\vec{r}$  para  $\vec{r}'$  aplicada para toda a região do domínio  $\mathfrak{R}$ .

Quando a região de contribuição está confinada a uma área na superfície ( $z = z_0$ ) e a difusão paralela ao vento médio pode ser desconsiderada, como nos casos dos fluxos superficiais

onde os fluxos de calor e de vapor são governados pelas flutuações turbulentas verticais (TSMO), a equação (3.47) pode ser reescrita para um ponto de observação localizado em  $\vec{r} = (0,0,z_m)$  como:

$$\eta(0,0,z_m) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^x Q_{\eta}(x,y,z=z_0) \cdot f(-x, -y, z_m - z_0) dx dy. \quad (3.48)$$

Neste caso  $f(-x, -y, z_m - z_0)$  representa uma função peso de contribuição da quantidade  $Q_{\eta}$  na superfície que contribui para a quantidade  $\eta$  medida.

Em micrometeorologia essa área de contribuição foi denominada como área fonte ou *footprint* e é variável com a altura das medições, rugosidade da superfície e estabilidade atmosférica.

Vesala et al. (2008) apresentam em seu trabalho uma revisão sobre a modelagem do *footprint* e uma discussão sobre o uso e benefícios dos modelos para medições de fluxos. Existem atualmente várias formas de avaliar numericamente a área de superfície contribuinte para o fluxo medido em estações micrometeorológicas, tanto pelo método gradiente quanto pelo método MCT. Existem quatro grandes grupos de trabalho em modelos de *footprint*: Analíticos, Lagrangeanos, *Large Eddy Simulation* (LES) e fechamento.

- Os modelos analíticos apresentam soluções analíticas das equações de movimento do fluido aplicados somente para a camada superficial através de condições parametrizadas da superfície, baseados nos trabalhos iniciais de solução analítica da equação de difusão-advecção proposta por Pasquill (1972). Geralmente são dependentes da estabilidade da CLA, altura de medição, rugosidade de superfície e estatísticas do escoamento médio. Por serem soluções analíticas, exigem menos recurso computacional e se aplicam a qualquer conjunto de dados de medição, desde que observem as mesmas características das condições de parametrização utilizadas no desenvolvimento da solução das equações. São os modelos mais utilizados na análise dos dados, devido à facilidade de aplicação.

Muitas condições restritivas são impostas para as condições do escoamento a fim de possibilitar a solução analítica. As principais são que os modelos analíticos consideram



que o campo turbulento é homogêneo na horizontal ao longo da direção de incidência do vento médio e que o regime de fluxo é estacionário, ou seja, pressupõem que não há variação da concentração média dos escalares durante todo o período de medição analisado para o volume de controle sobre a área de medição (não há variação da advecção horizontal e não consideram também a difusão da concentração ao longo da direção do vento).

Além disso, os modelos são baseados na hipótese de que a TSMO é atendida para toda a CL do escoamento que compreende a estação de medição e pressupõem que não há contribuição para o fluxo medido no ponto de regiões que estão na direção à frente do vento médio medido (não há difusão turbulenta na direção do vento). Outras limitações também importantes estão no fato de que não são capazes de considerar as contribuições de forçantes não-locais para os fluxos medidos e que não têm advecção vertical.

- Modelos estocásticos lagrangeanos são baseados na solução Lagrangeana da dispersão de partículas. Para isto, requerem que haja um campo pré-definido de turbulência. São modelos que podem ser aplicados para toda a CLA e mesmo em condições de medições com dossel de vegetação, fluxos não homogêneos (superfícies com coberturas heterogêneas) e terrenos acidentados de alta complexidade. Exigem muito recurso computacional.

Na abordagem dos modelos Lagrangeanos, algumas características dos modelos de *footprint* atuais são:

- As emissões de superfície contribuem proporcionalmente na direção do movimento da parcela de ar.
- Na região do entorno próxima do ponto de medição as emissões de superfície movem-se predominantemente para cima, contribuindo para o *footprint* do fluxo com o mesmo sinal, supondo que a fluxo medido no ponto é a integral do perfil vertical de fluxos abaixo do ponto.
- Distante do ponto de medição, o número de partículas ou elementos de fluido que se movem para cima e para baixo é mais balanceado, de modo que a uma distância de referência o balanço praticamente não contribui com o fluxo medido.

- Cada parcela de ar contribui positivamente para o *footprint* da concentração, “independentemente” do movimento ou percurso da partícula. Isto aumenta a contribuição para o *footprint* total de partículas que estão localizadas bem distantes do ponto de medição.
- Modelos baseados em LES - Simulações de grandes vórtices turbulentos, apresentam as equações de NS (Navier-Stokes) com soluções mais avançadas na física dos processos de transporte, por isto são capazes de simular os escoamentos turbulentos. Assim como os Lagrangeanos, também podem ser aplicados para toda a CLA, medições com dossel de vegetação, situações de fluxos não homogêneos (superfícies com coberturas heterogêneas), porém para terrenos acidentados com complexidade limitada. Também exigem muito recurso computacional.
- Modelos baseados no fechamento das equações de NS, por fim, são baseados nas teorias de fechamento das equações de Navier-Stokes através de soluções parametrizadas ou numéricas. São capazes de simular escoamentos turbulentos e possuem a mesma aplicabilidade que os modelos Lagrangeanos. Muitas vezes são utilizados de modo combinado aos modelos Lagrangeanos, a fim dos modelos de fechamento proverem o campo pré-definido de turbulência necessário aos Lagrangeanos. Também exigem muito recurso computacional.

Em modelos analíticos, a equação que estima os fluxos dos escalares ( $F$ ) pode ser escrita como:

$$F(x,y) = \int_{-L_y/2}^{L_y/2} \int_{-L_x/2}^{L_x/2} F(x,y) f(x,y) dx dy, \quad (3.49)$$

em que  $F$  é o fluxo da superfície de abrangência em torno do ponto de medição em  $L_x$  e  $L_y$  no ponto  $(x,y)$ ,  $Q$  é o fluxo emitido pela área de abrangência do ponto  $(x,y)$  e  $f$  é o quanto este ponto contribui para o fluxo medido na torre, que quando integrado é denominado *footprint*. No presente trabalho os modelos analíticos de Hsieh e Chi (2000) e de Kljun et al. (2015) foram utilizados para estimar o *footprint*.

Esses modelos são capazes de estimar o *footprint* em diferentes níveis de estabilidade da atmosfera, rugosidade do terreno e altura de medição. Essencialmente ambos derivam da solução analítica da equação de difusão na forma da equação (3.49), a diferença básica entre os modelos está na parametrização utilizada para a determinação da função de contribuição  $f$  e nos dados utilizados para realizar a calibração dos parâmetros.

Hsieh et al. (2000) desenvolveu um novo modelo analítico a partir do modelo de Schmid (1994) utilizando parametrizações com os resultados de um modelo Lagrangeano. Uma importante aplicação para *footprint* utilizando o modelo de Hsieh e Chi (2000) para lagos foi realizada por Armani (2014).

No modelo de Hsieh e Chi (2000), a função de contribuição é dada por:

$$f(x, z_m) = \frac{1}{\kappa^2 x^2} D z_u^P |L_O|^{1-P} \exp \left( \frac{1}{\kappa^2 x} D z_u^P |L_O|^{1-P} \right), \quad (3.50)$$

em que  $\kappa = 0,4$  é a constante de von Kármán. Os parâmetros  $D$  e  $P$  são constantes de similaridade que variam com a estabilidade atmosférica. Foram calibrados utilizando os resultados de simulações lagrangeanas para uma série de condições atmosféricas, resultando em: condições instáveis da atmosfera ( $D = 0,28$  e  $P = 0,59$ ); condições neutras e próximas de neutras ( $D = 0,97$  e  $P = 1$ ), e condições estáveis da atmosfera ( $D = 2,44$  e  $P = 1,33$ ).

A variável  $z_u$  é definida como uma escala de comprimento por:

$$z_u = z_m \left[ \ln \left( \frac{z_m}{z_0} \right) - 1 + \frac{z}{z_0} \right]. \quad (3.51)$$

Para estimar a área fonte dos fluxos o modelo de *footprint* 1D foi distribuído lateralmente pela distribuição gaussiana de Gryning et al. (1987):

$$f_{2D}(x, y, z_m) = \frac{f(x, z_m)}{\sqrt{2\pi}\sigma_y} \exp \left( -\frac{y^2}{2\sigma_y^2} \right), \quad (3.52)$$

em que  $\sigma_y = (\bar{u}/y)\sigma_v$ , sendo que  $\bar{u}$  é a velocidade média do vento e  $\sigma_v$  é a média das flutuações da velocidade do vento na direção perpendicular à direção do vento.

No entanto, o modelo de Hsieh e Chi (2000) é parametrizado e validado por dados de um modelo lagrangeano simulado nas condições de  $z_m$  entre 2 e 20 m,  $z_0$  entre 0,01 e 0,1 m e  $L_0$  entre 0,1 e 50 m, o que restringe as escalas de turbulência e faixas de estabilidade.

Para diminuir estas limitações, o modelo de Kljun et al. (2015) estabelece a função de contribuição  $f$  expressa sob a forma de escala de *footprint*, parametrizando com diversos resultados de simulações do modelo de dispersão de partículas estocástico lagrangeano (LPDM-B) (KLJUN et al., 2002), tal que da equação (3.49) é possível reescrever que a função de contribuição  $f$  é determinada com base numa proporção entre o fluxo medido  $F$  e o fluxo unitário  $Q_u$  de cada área de contribuição em  $(x,y)$ :

$$f(x,y) = \frac{Q_u(x,y)}{F(x,y)}. \quad (3.53)$$

Kljun et al. (2015) utilizam a definição de Horst e Weil (1992) de que a dispersão turbulenta na transversal a direção do vento é invariante com o transporte do fluido, de modo que a variação do *footprint* pode ser descrita como uma função de dispersão lateral  $D_y$  do *footprint* integrado na transversal  $\overline{f^y}$ , sob a forma:

$$f(x,y) = \overline{f^y} D_y. \quad (3.54)$$

Levando em consideração que o *footprint* é diretamente afetado pela direção do vento, estabilidade da atmosfera e rugosidade da superfície, Kljun et al. (2015) criaram quatro grupos adimensionais definidos como:

$$G_1 = \overline{f^y} z_m, \quad (3.55)$$

$$G_2 = \frac{x}{z_m}, \quad (3.56)$$

$$G_3 = \frac{h - z_m}{h} = 1 - \frac{z_m}{h}, \quad (3.57)$$

$$G_4 = \frac{\overline{u}(z_m)}{u_*} \kappa = \ln \left( \frac{z_m}{z_0} \right) - \Psi_M, \quad (3.58)$$

com  $h$  sendo a altura da camada limite atmosférica (ou altura de inversão) e  $\Psi_M$  definida por Högström (1996) com  $\chi = (1 - 19z_m/L_O)^{1/4}$ :

$$\Psi_M = -5.3 \frac{z_m}{L_O} \quad \text{se } L_O \geq 0, \quad (3.59)$$

$$\Psi_M = \ln\left(\frac{1+\chi^2}{2}\right) + 2\ln\left(\frac{1+\chi}{2}\right) - 2\arctan(\chi) + \frac{\pi}{2} \quad \text{se } L_O < 0, \quad (3.60)$$

Com esses grupos Kljun et al. (2015) definiram as funções adimensionais para a distância de contribuição  $X^*$  e para o *footprint* integrado na transversal  $F^{y*}$ :

$$X^* = G_2 G_3 (G_4)^{-1} = \frac{x}{z_m} \left(1 - \frac{z_m}{h}\right) \left(\ln\left(\frac{z_m}{z_0}\right) - \Psi_M\right)^{-1}, \quad (3.61)$$

$$F^{y*} = G_1 (G_3)^{-1} G_4 = \overline{f^y} z_m \left(1 - \frac{z_m}{h}\right)^{-1} \left(\ln\left(\frac{z_m}{z_0}\right) - \Psi_M\right). \quad (3.62)$$

Os modelos de *footprint* 2D de Hsieh e Chi (2000) e Kljun et al. (2015) foram aplicados para todos os fluxos, orientando a direção do vento destes fluxos, gerando uma mapa de distribuição do *footprint* para todo o período de dados. Os resultados serão mostrados na seção 4.5.4.

### 3.2.5 Similaridade entre os escalares – número de fluxo de superfície

Para a aplicação da TSMO, além das condições hipotéticas relativas ao local de medição (homogeneidade, terreno plano, pista de vento), uma condição física hipotética é essencial, que haja similaridade entre os escalares. Isto significa que as flutuações turbulentas de temperatura e umidade se comportam de maneira semelhante. Para melhor analisar esta similaridade sem a interferência da magnitude dos valores de fluxos obtidos, que variam bastante ao longo do dia, é necessário que se realize uma análise adimensional sobre os dados. Neste trabalho serão abordadas três metodologias de análise de similaridade: número de fluxo de superfície, método da variância e o método de eficiência simétrica de transferência.

Cancelli et al. (2012) desenvolveram um critério adimensional para determinação da similaridade entre os escalares baseados em dados de experimento intensivo de campo sobre o lago de FURNAS, mas com dados brutos de turbulência.

O número de fluxo de superfície ou *Surface Flux Number* pode ser descrito como:

$$Sf_a = \frac{\overline{w'a'z}}{v_a \Delta \bar{a}}, \quad (3.63)$$

onde  $Sf_a$  é o número de fluxo de superfície adimensional para o escalar de interesse  $a$ ,  $\overline{w'a'z}$  é a covariância turbulenta entre a flutuação de velocidade vertical  $w$  e flutuação do escalar  $a$ ,  $z$  a altura de medição com relação a superfície da água,  $v_a$  a difusividade molecular do escalar  $a$  e  $\Delta \bar{a}$  é o gradiente médio do escalar  $a$  entre a superfície e a altura de medição.

Para a temperatura e para umidade específica temos, respectivamente:

$$Sf_\theta = \frac{\overline{w'\theta'z}}{v_\theta \Delta \bar{\theta}}, \quad (3.64)$$

$$Sf_q = \frac{\overline{w'q'z}}{v_q \Delta \bar{Q}}. \quad (3.65)$$

Em uma abordagem física, para valores suficientemente grandes de  $Sf_a$  (CANCELLI et al., 2012), os termos de transporte da equação de balanço de covariâncias (equação 10 em Cancelli et al. (2012)) podem ser descartados e predominam os termos de produção por gradiente e dissipação molecular. Quando este número assume um valor intermediário ou pequeno, o termo de transporte passa a ser significativo.

Cancelli et al. (2012) estabeleceram que a faixa intermediária para a temperatura está em  $800 < Sf_\theta < 1100$  e para a umidade está em  $500 < Sf_q < 800$ . Além disso propuseram uma generalização para os números adimensionais:

$$Sf_{\theta q} = \sqrt{Sf_\theta Sf_q}, \quad (3.66)$$

os estabelecendo como intervalo médio  $650 < Sf_{\theta q} < 950$ . Nas análises, valores de  $Sf_{\theta q}$  acima de 950 indicavam a similaridade entre os escalares.

### 3.2.6 Similaridade entre os escalares – método da variância

O método da variância dos fluxos é utilizado pela comunidade científica como alternativa ao método das covariâncias turbulentas para calcular os fluxos e foi utilizado neste trabalho para atestar os resultados encontrados. As funções de variância são escritas como:

$$\frac{\sigma_a}{a_*} = \Psi_a \left( \frac{z}{L_O} \right), \quad (3.67)$$

onde  $\sigma_a$  é a variância do escalar  $a$ ,  $a_*$  a escala de turbulência e  $\Psi_a$  uma função de ajuste da escala de variância do escalar  $a$  em função da escala de estabilidade de Monin-Obukhov  $\left( \frac{z}{L_O} \right)$ , que para convecção livre a função  $\Psi$  deve assumir:

$$\Psi \left( \frac{z}{L_O} \right) = C_1 \left( \frac{z}{L_O} \right)^{-1/3}. \quad (3.68)$$

O desvio-padrão da temperatura em condições instáveis pode ser descrito pela teoria de similaridade como Hsieh et al. (1996):

$$\frac{\sigma_\theta}{\theta_*} = \Psi_\theta \left( \frac{z}{L_O} \right), \quad (3.69)$$

onde  $\sigma_\theta$  é o desvio-padrão de  $\theta$  para o intervalo de cálculo dos fluxos,  $\theta_*$  é a escala turbulenta de temperatura,  $z$  a altura de medição e  $L$  o comprimento de estabilidade de Monin-Obukhov e  $\Psi_\theta$  define a função adimensional de estabilidade.

O mesmo conceito se aplica para a umidade específica, com:

$$\frac{\sigma_q}{q_*} = \Psi_q \left( \frac{z}{L_O} \right). \quad (3.70)$$

Os desvios-padrão se relacionam com os fluxos através das escalas turbulentas e para temperatura, por exemplo, o fluxo é  $H$  (fluxo de calor sensível) e a escala turbulenta é  $u_*$  (velocidade de atrito), resultando:

$$\theta_* = -\frac{1}{\rho c_p} \frac{H}{u_*}, \quad (3.71)$$

A similaridade entre os escalares supõe que as escalas adimensionais das funções de desvio-padrão dos fluxos são iguais, tal que  $\Psi_\theta = \Psi_q$ , resultando em:

$$\frac{\sigma_\theta}{\theta_*} = \frac{\sigma_q}{q_*}. \quad (3.72)$$

### 3.2.7 Similaridade entre os escalares – eficiência de transferência

Uma via possível de determinação da similaridade é a eficiência de transferência relativa vertical (*vertical relative transfer efficiency*) entre os escalares, definida por:

$$\text{rte}_{ab} = \frac{r_{wa}}{r_{wb}}, \quad (3.73)$$

onde  $\text{rte}_{ab}$  é a eficiência de transferência relativa entre os escalares  $a$  e  $b$ , e  $r_{wa}$  é o coeficiente de correlação médio entre a velocidade vertical  $w$  e o escalar  $a$  dado por:

$$r_{wa} = \frac{\overline{w'a'}}{\sqrt{\overline{ww}}\sqrt{\overline{aa}}}. \quad (3.74)$$

Para a eficiência de transferência relativa entre calor e umidade, temos:

$$\text{rte}_{\theta q} = \frac{r_{w\theta}}{r_{wq}}, \quad (3.75)$$

$$r_{w\theta} = \frac{\overline{w'\theta'}}{\sqrt{\overline{ww}}\sqrt{\overline{\theta\theta}}}, \quad (3.76)$$

$$r_{wq} = \frac{\overline{w'q'}}{\sqrt{\overline{ww}}\sqrt{\overline{qq}}}. \quad (3.77)$$

A similaridade entre os escalares é verificada quando os valores de transferência relativa de calor e umidade se aproximam, em módulo, da unidade, ou seja  $\text{rte}_{\theta q} \approx \pm 1$ . Como  $\text{rte}_{\theta q}$  pode assumir valores  $\gg 1$  e também  $\ll 1$ , inclusive negativos, uma forma de tornarmos a análise padronizada é utilizarmos um critério de simetria para as correlações. A eficiência simétrica de transferência surge como um indicador médio da similaridade entre os escalares por Cancelli et al. (2012), e pode ser usado para análises de similaridade.



A eficiência de transferência simétrica  $ste_{ab}$  é dada por:

$$ste_{\theta q} = 1 - \frac{||rte_{\theta q}| - 1|}{|rte_{\theta q}| + 1}, \quad (3.78)$$

supondo para similaridade entre os escalares que  $ste_{\theta q} = 1$ . Como é simétrica,  $ste_{\theta q}$  varia numa escala entre 0 e 1, o que permite avaliar melhor quão próximo a análise dos fluxos está da similaridade quando visualizamos os resultados em um gráfico.

### 3.2.8 Desenvolvimentos do método de transferência de massa

O método de transferência de massa é muito utilizado para realizar estimativas de fluxos superficiais para diversas superfícies, porém a calibração dos parâmetros para lagos ainda apresenta poucos estudos. Recentemente, Verburg e Antenucci (2010) desenvolveram um importante estudo para um grande lago tropical no leste da África utilizando as estimativas dos fluxos superficiais horários para condições de instabilidade atmosférica persistente.

Verburg e Antenucci (2010) utilizam as mesmas equações para os coeficientes de transferência de Brutsaert (1982) descritas nas equações (3.26), (3.28) e (3.27). A principal diferença está na parametrização das rugosidades  $z_0$  e das funções de estabilidade  $\Psi$ . As rugosidades agora são parametrizadas pelas funções (BRUTSAERT, 1982):

$$z_{0\tau} = a_M \frac{u_*^2}{g} + b_M \frac{\nu}{u_*}, \quad (3.79)$$

$$z_{0H} = z_{0\tau} \exp \left( -a_H \left( \frac{u_* z_{0\tau}}{\nu} \right)^{1/4} + b_H \right), \quad (3.80)$$

$$z_{0E} = z_{0\tau} \exp \left( -a_E \left( \frac{u_* z_{0\tau}}{\nu} \right)^{1/4} + b_E \right), \quad (3.81)$$

onde os coeficientes foram parametrizados por  $a_M = 0,013$ ,  $b_M = 0,11$ ,  $a_H = a_E = 2,67$  e  $b_H = b_E = 2,57$ . Note que a rugosidade para quantidade de movimento na equação (3.79) agora possui um termo extra de viscosidade. Além disso, as equações (3.80) e (3.81) são um pouco mais simplificadas pois não introduzem a difusividade molecular dos escalares explicitamente (número de Schmidt para calor e vapor apresentado nas equações (3.30) e (3.31), respectivamente).

As funções de estabilidade  $\Psi_M$ ,  $\Psi_H$  e  $\Psi_E$  sugeridas para condições instáveis agora assumem as seguintes características:

$$\Psi_M(\zeta) = 2 \ln \left( \frac{1+(1-16\zeta)^{1/4}}{2} \right) + \ln \left( \frac{1+(1-16\zeta)^{1/2}}{2} \right) - 2 \arctan \left( (1-16\zeta)^{1/4} \right) + \frac{\pi}{2}, \quad \text{se } \zeta < 0, \quad (3.82)$$

$$\Psi_H(\zeta) = 2 \ln \left( \frac{1+(1-16\zeta)^{1/2}}{2} \right), \quad \text{se } \zeta < 0, \quad (3.83)$$

$$\Psi_E(\zeta) = 2 \ln \left( \frac{1+(1-16\zeta)^{1/2}}{2} \right), \quad \text{se } \zeta < 0. \quad (3.84)$$

Para os casos em que a atmosfera é estável ( $\zeta \geq 0$ ) considera-se que  $\Psi_M = \Psi_H = \Psi_E$ , e:

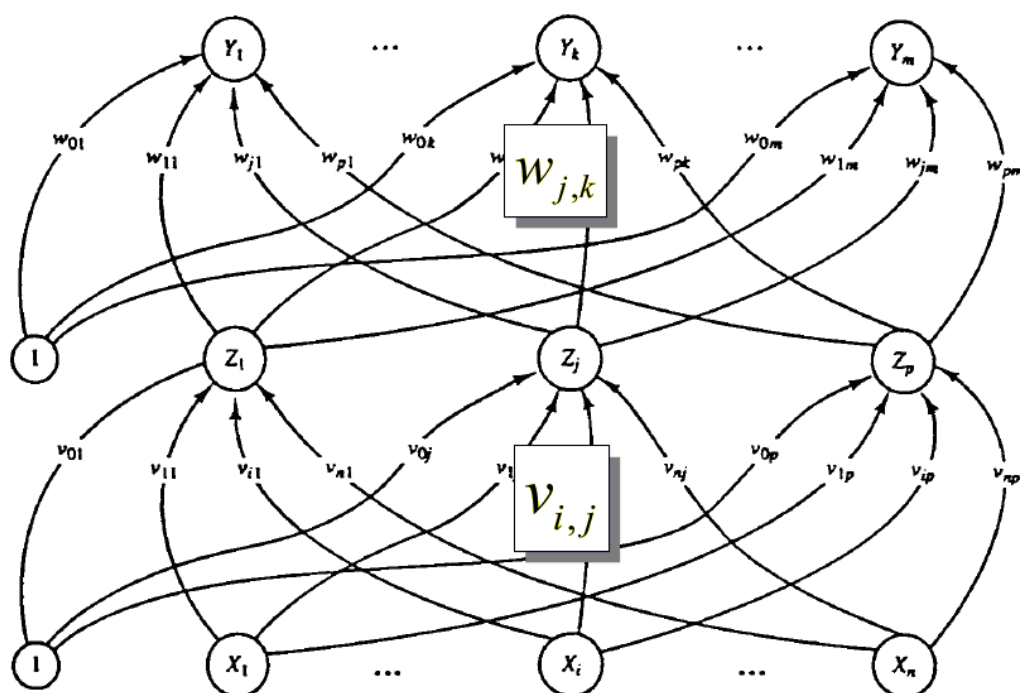
$$\begin{aligned} \Psi_M &= -5\zeta, & \text{se } 0 \leq \zeta < 0,5, \\ \Psi_M &= \frac{1}{2\zeta^2} - \frac{4,25}{\zeta} - 7,0 \ln(\zeta) - 0,852, & \text{se } 0,5 \leq \zeta < 10, \\ \Psi_M &= \ln(\zeta) - 0,76\zeta - 12,093, & \text{se } \zeta \geq 10. \end{aligned} \quad (3.85)$$

As parametrizações de Verburg e Antenucci (2010) apresentaram melhores resultados e foram utilizadas neste trabalho para estimativas de evaporação, e também foram comparadas com as parametrizações tradicionais de Brutsaert (1982).

### 3.2.9 Modelos numéricos de redes neurais artificiais

Uma Rede Neural Artificial é um sistema de processamento de informações com características semelhantes ao sistema neural biológico, ou seja, com elementos receptores e transmissores de informação (neurônios) através de ligações (sinapse) em que cada uma possui um certo peso associado para sua transmissão (pesos), finalizando com uma certa função de ativação (FAUSETT, 1994). O uso de redes neurais se dá por sua capacidade de generalizar problemas (modelos) matemáticos ou fenômenos naturais que possuam alguma recorrência dada pela variação dos sinais nos neurônios de entrada (*inputs*).

RNAs são classificadas de várias formas, entre elas por sua arquitetura (camada única, múltipla ou competitiva) ou pelo tipo de treinamento (supervisionado ou não-supervisionado)



Fonte: Adaptado de Fausett (1994).

Figura 3.2: RNA *backpropagation* com uma camada oculta.

(FAUSETT, 1994). A rede escolhida para este trabalho foi uma RNA de retro-propagação (*backpropagation*) que possui múltiplas camadas (três, neste caso, a de entrada, oculta e de saída). Este é o tipo de rede muito utilizado em problemas que envolvam previsão com séries temporais (MISHRA; DESAI, 2006).

O treinamento desse tipo de rede consiste na propagação dos sinais da camada de entrada para a demais através dos respectivos pesos, sendo a resposta comparada com o alvo esperado (que pode possuir mais de uma dimensão). A diferença nos resultados é utilizada para corrigir os pesos entre a camada oculta e de saída através da regra delta generalizada. Após a correção, uma nova época (ciclo) de treinamento é iniciada para cada par (entrada(s)-alvo(s)) e novas correções são feitas e os pesos das conexões sinápticas entre os neurônios são atualizados. O treinamento termina quando o erro atinge um valor mínimo estabelecido. A figura 3.2 mostra o esquema geral de uma RNA *backpropagation*.

Na figura 3.2 a camada formada por  $X$  representa a entrada de dados do modelo formada por  $i$  variáveis, ou seja, todas as variáveis que serão preditoras da simulação. A camada  $Y$  representa a saída de dados do modelo formada por  $j$  variáveis, todas as variáveis que serão preditivas pela simulação. A camada  $Z$  é a camada oculta formada por  $k$  neurônios, que será utilizada para estabelecer as sinapses entre os dados de entrada e os dados de saída, através de pesos entre as variáveis preditoras ( $v_{i,j}$ ) e as variáveis preditivas ( $w_{j,k}$ ). O treinamento para a determinação dos pesos é realizado através de uma condição inicial no ponto 1, assumindo valores iniciais para os pesos  $v_{0j}$  e  $w_{0k}$ .

O modelo pode trabalhar com qualquer número de variáveis de entrada, de saída e de neurônios na camada oculta, bem como pode trabalhar com várias camadas ocultas. Quanto maior o número de entradas, saídas, neurônios e camadas ocultas, maior será o processamento necessário para estabelecer os pesos nas sinapses da RNA. Mais processamento, mais tempo para executar. Em RNA, nem sempre a escolha de muitas variáveis preditoras, neurônios ou camadas representa uma melhor previsão do modelo.

Muitos trabalhos têm sido desenvolvidos com o uso de redes neurais, especialmente para previsão de algum fenômeno de interesse ambiental e suas motivações variam, mas em geral estão ligadas às dificuldades de modelagem associadas à não-linearidade de muitos destes problemas, o que muitas vezes é superado de forma relativamente satisfatória pelas RNAs.

Mishra e Desai (2006) aplicaram duas redes neurais *backpropagation*, sendo uma recursiva e outra direta para a previsão de secas na bacia do rio Kansabati, Índia, e assim comparar com os modelos ARIMA/SARIMA, sendo ambos os métodos alimentados com dados do índice SPI para quantificar a seca. Para diferentes tempos de previsão, o modelo se comportou melhor que a RNA, no entanto a rede neural foi mais eficaz para previsões de curto prazo (menos de quatro meses), em que ocorreu um menor acúmulo de erros.

Wijk e Bouten (1999) usaram RNAs para modelar os fluxos de vapor d'água (calor latente) e dióxido de carbono sobre florestas de coníferas na Europa. Foi utilizada uma rede *backpropagation* com uma camada oculta em que foram testadas várias arquiteturas a fim de se

conhecer as variáveis meteorológicas mais importantes nestes processos. Os resultados para um curto prazo de previsão destas duas variáveis foram satisfatórios, mesmo não discriminando na modelagem as características fisiológicas das árvores e informações específicas de cada site.

Além disso na área de modelagem de fluxos de dióxido de carbono, Melesse e Hanley (2005) aplicaram uma rede neural multicamadas *perceptron* na tentativa de se obter essas estimativas a partir de outras variáveis micrometeorológicas medidas através do método de covariâncias turbulentas sobre três tipos diferentes de ecossistemas, obtendo uma boa correspondência entre os dados observados e modelados.

As RNA também têm sido aplicadas na área de micrometeorologia para desenvolvimento de novas técnicas de preenchimento de falhas nas séries temporais (SCHMIDT et al., 2008; Ooba et al., 2006). Este trabalho avaliou a utilização do modelo de Redes Neurais Artificiais (RNA) *backpropagation* como alternativa para o preenchimento das séries temporais de fluxo de calor latente do lago de Furnas com dados artificiais.

O uso de RNA para a previsão de um fenômeno qualquer envolve dois passos importantes: o treinamento com dados de entrada (*input*) e saída (alvo) medidos e observados; e a operação com os dados de entrada medidos, utilizando-se das sinapses geradas no processo de treinamento. Este trabalho focou seus esforços na primeira etapa, a fim de se conhecer a viabilidade da RNA para este fenômeno, e posteriormente, em trabalhos futuros, fazer algumas análises de operação.

Como visto na revisão deste capítulo, os métodos de estimativa de evaporação em lagos utilizam os dados das médias das concentrações de temperatura e umidade e o seu balanço vertical para o cálculo das evaporações. Restringindo a análise deste trabalho para apenas dados de MCT, a aplicabilidade desta pesquisa para os conjuntos de dados tradicionais ficaria muito limitada.

Neste trabalho, o foco principal foi na metodologia MCT para a validação e discussão da TSMO baseados na análise da similaridade entre temperatura e umidade. No entanto, como muitos dados de monitoramento em reservatórios não são realizados com o MCT e possuem estações telemétricas tradicionais, a comparação foi estendida para a razão entre os fluxos (razão

de Bowen), a fim de que a aplicabilidade das análise possa ser estendida para dados medidos de concentrações de temperatura e umidade, assim também como para os dados de modelos.

Os procedimentos descritos nas subseções 3.2.1–3.2.4 vistas acima tem um capítulo específico destinado ao seu detalhamento e apresentação dos resultados (capítulo 4). Os critérios de validade da similaridade da TSMO abordados nas subseções 3.2.5–3.2.7 também tem um capítulo específico destinado ao seu detalhamento, as discussões dos resultados e a aplicabilidade para a razão de Bowen (capítulo 4). Os modelos apresentados nas subseções 3.1.3–3.2.9 tem os seus resultados apresentados e discutidos no capítulo 6.

## **4 PROCESSAMENTO DOS DADOS MICROMETEOROLÓGICOS DO LAGO DE FURNAS**

Nos últimos anos, o método de covariâncias turbulentas (MCT) tem se mostrado uma alternativa viável para a medição de evaporação em lagos, tanto no Brasil, como demonstram Dias e Malheiros (2003) e Dias et al. (2007), quanto em outras regiões do mundo, referenciados por Assouline e Mahrer (1993) e Blanken et al. (2000). Dados micrometeorológicos são medidos em alta frequência para conseguirem captar as flutuações turbulentas das variáveis de interesse. Geralmente com frequências iguais ou superiores a 10 Hz, cada variável registra pelo menos 36.000 dados por hora, gerando para o monitoramento contínuo um volume de dados considerável. Com um volume tão grande de dados, o armazenamento, processamento e o tratamento das informações é uma etapa fundamental e muito importante para o sucesso do monitoramento.

### **4.1 DESCRIÇÃO DO EXPERIMENTO**

O lago de Furnas localiza-se entre as latitudes 20°30'S e 22°00'S e longitudes 45°30'W e 47°00'W (sul do Estado de Minas Gerais, sudeste do Brasil). Este lago foi construído para servir como reservatório da usina hidrelétrica de Furnas, possui uma área superficial média de aproximadamente 1.440 km<sup>2</sup>, e suas profundidades máxima e média são respectivamente de 90 m e 13 m. Outros dados operacionais podem ser obtidos na tabela 1.2. A localização espacial do lago de Furnas é apresentada na figura 4.1.

O grande desafio de aplicação do MCT em lagos é a instalação de uma plataforma estável de medição. Em geral, isto envolveria um enorme esforço de construção de uma torre sobre profundidades relativamente grandes, ou então de fundeio de flutuadores capazes de resistir às

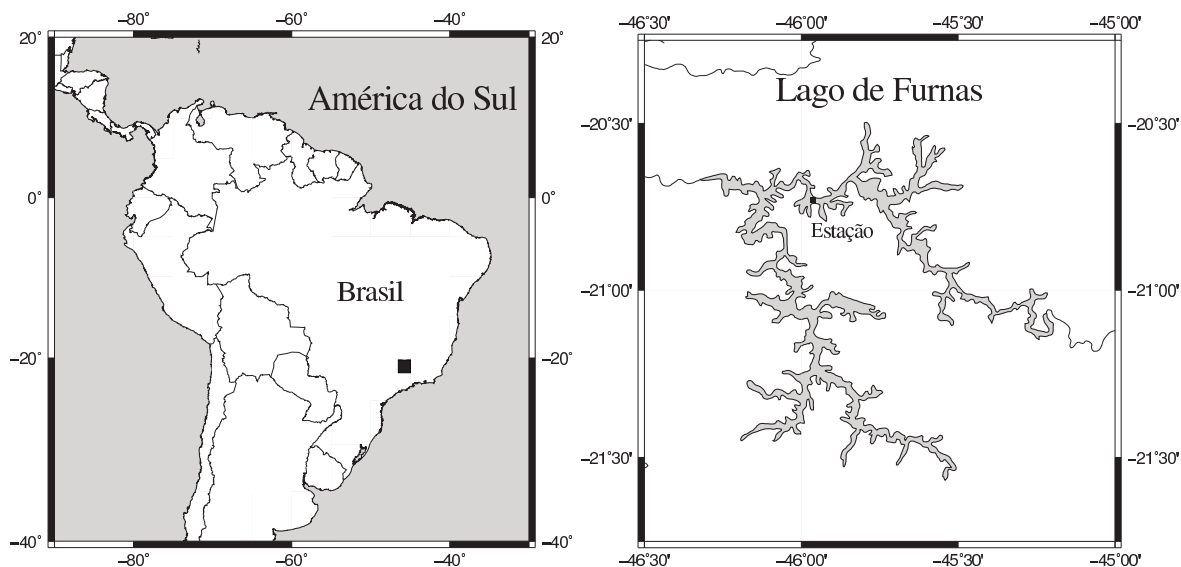


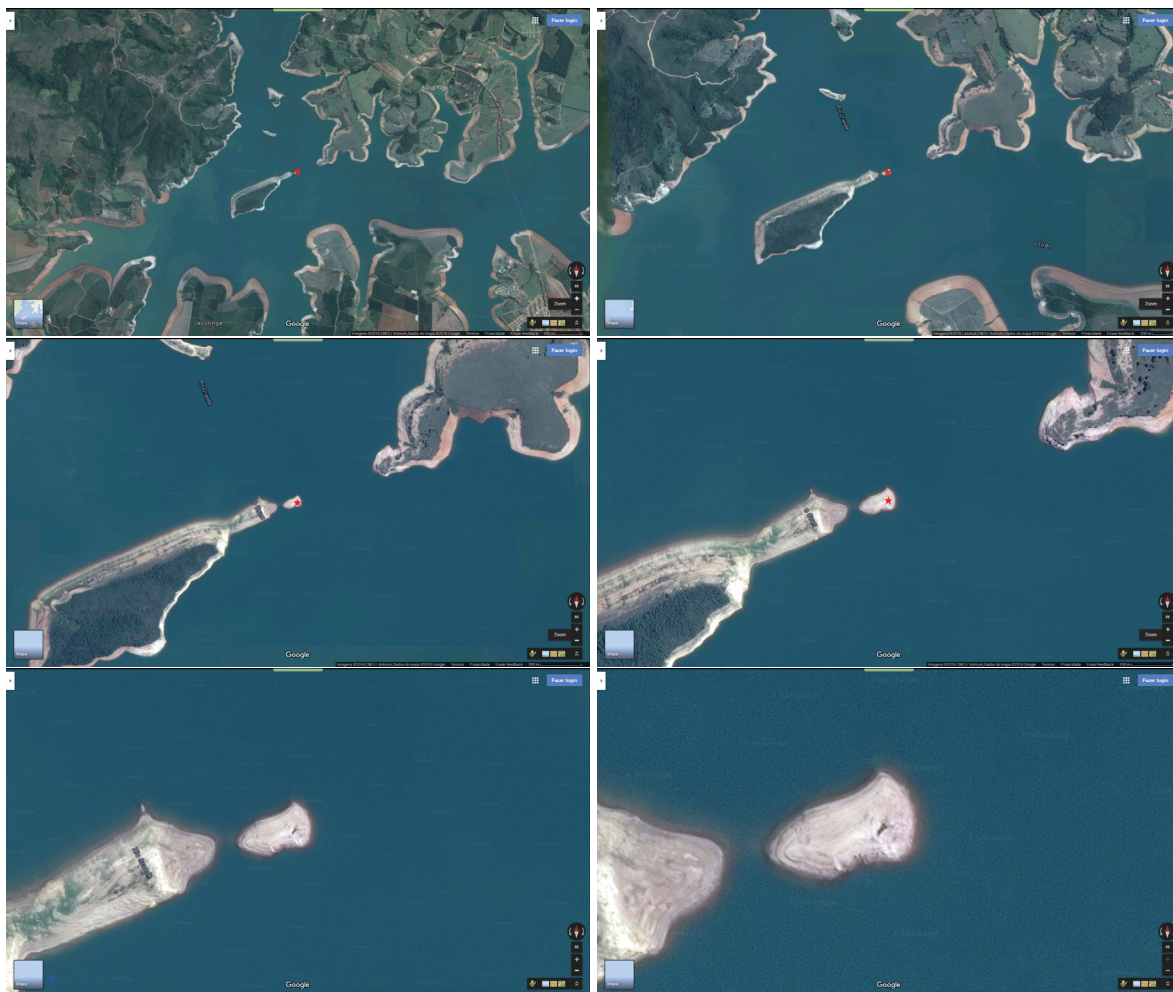
Figura 4.1: Localização do lago de Furnas.

ondas consideráveis que podem se formar em grandes lagos. Neste último caso, seria ainda necessária a instalação de inclinômetros para o cálculo da velocidade angular instantânea do flutuador, necessária para a correção da inclinação do anemômetro sônico utilizado para medir as flutuações de velocidade do ar em 3 direções.

Para o lago de Furnas a estação de monitoramento foi construída durante a grande seca do ano de 2002, possibilitando que pequenas ilhas emergissem com a queda considerável do nível de água registrada na época. As estação de monitoramento foi locada em uma ilhota no meio do lago onde uma torre metálica foi construída, estabelecendo uma base estável para o posicionamento dos sensores, eliminando os problemas de oscilação da plataforma flutuando sobre a superfície d'água. O ponto de medição está a uma latitude aproximada de  $20^{\circ}44'S$ , longitude de  $45^{\circ}58'W$  e altitude de 771,93 m (altitude dos instrumentos de medição). Imagens de satélite em outra época de seca ilustram a região na figura 4.2 (Figuras obtidas pelo Google®Maps com imagens de satélite de 2014). É possível notar que na época de seca em 2014 a ilha novamente emergiu deixando a torre totalmente exposta, possibilitando visualizar a sombra da torre sobre a ilha.

Os equipamentos para medição dos fluxos superficiais de calor sensível e latente foram instalados na ponta de um braço metálico de aproximadamente 2 m de comprimento disposto na





Fonte: Google®Maps com imagens de satélite de 2014.

Figura 4.2: Imagens de satélite do lago de Furnas e da localização da torre de medição (ao centro).

horizontal e preso perpendicularmente à torre. Isto foi feito de com o intuito de que a estrutura metálica da torre causasse a menor interferência/distorção possível nas medições.

O conjunto de equipamentos utilizados na medição dos fluxos superficiais de calor sensível e latente inclui um anemômetro sônico Young 81000 para medição das três componentes da velocidade do vento e da temperatura virtual; um termopar FW3 para medir a temperatura do ar e uma sonda capacitiva CS500 da Campbell com um sensor capacitivo para medir a umidade do ar e um sensor de temperatura, um sensor LICOR LI7500 para a densidade de vapor d'água, densidade de  $\text{CO}_2$  e pressão. A frequência de medição adotada para estes equipamentos foi de 10 Hz e em função do grande volume de dados gerados foram feitas médias de bloco a cada 30

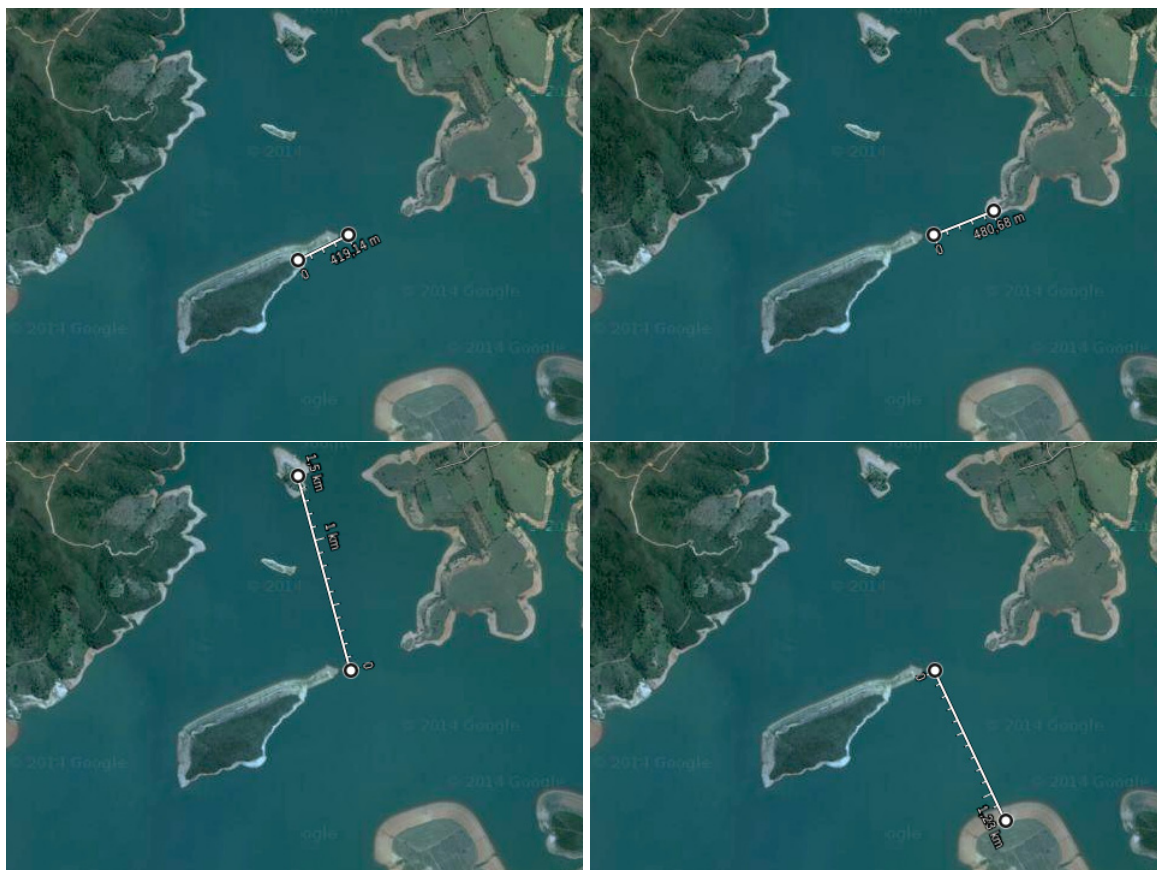
minutos e armazenados apenas as estatísticas médias de cada bloco. Os equipamentos podem ser visualizados na imagem da figura 4.3.

Também foram instalados dois piranômetros Sp-Lite (Kipp & Zonnen) para a medição da radiação solar incidente e refletida; um radiômetro líquido Nr-Lite (Kipp & Zonnen) para a medição da radiação líquida; um pluviômetro modelo 302 (Met. Res. Inc.) para a medição da precipitação e um termistor modelo 108 da Campbell acoplado a uma boia para a medição da temperatura superficial da água (realizada a cerca de 3 cm de profundidade). Para estes equipamentos a frequência de medição adotada foi de 0,1 Hz e também foram feitas médias de bloco a cada 30 minutos.



Figura 4.3: Equipamentos de medição MCT e MCTA instalados em Furnas e vista do *fetch* ao Norte.

As distâncias que caracterizam o *fetch* são de cerca de 5 km na direção Leste, coincidindo com a direção do vento predominante. As distâncias aproximadas entre a torre e os pontos de terra mais próximos são de 420 m a Nordeste, 440 m a Sudoeste, 1.300 m a Sudeste e 880 m a Noroeste. Ilustração das distâncias do *fetch* de medição podem ser vistas nas imagens da figura 4.4 (Figuras obtidas pelo Google®Maps com imagens de satélite de 2014).



Fonte: Google®Maps com imagens de satélite de 2014.

Figura 4.4: Métricas da pista de medição no lago de Furnas.

Uma vista do *fetch* de medição a partir da torre permite ilustrar melhor a pista do vento. Pelas imagens de satélite a maior pista está a leste da estação, visto na imagem da figura 4.5. Além disso, são ilustradas as vistas a Norte e a Oeste da estação, nas figuras 4.3 e 4.6, respectivamente.

A topografia é um forte condicionante da circulação local em corpos hídricos. Geralmente cercados pela topografia, os corpos d'água têm a circulação de vento confinada pelas paredes de topografia, criando padrões bem definidos, principalmente do comportamento dos ventos. A topografia da macrorregião do lago de Furnas pode ser visualizada com um detalhamento melhor na figura 4.7.

A estação de monitoramento em Furnas operou continuamente entre 13/06/2003 e 09/05/2007, coletando registros médios das estatísticas turbulentas a cada hora. Durante este período de medição, várias campanha intensivas de campo foram realizadas, chamadas de ExFU.





Figura 4.5: Vista do *fetch* de Furnas ao Leste.



Figura 4.6: Vista do *fetch* de Furnas ao Oeste.

Este trabalho se concentrará na análise do experimento de campo específico nominado ExFU-3b realizado entre 22/07/2004 e 14/09/2004. Para este período ficou instalado o sensor LICOR LI-7500 para medição das flutuações de densidade de vapor e de  $\text{CO}_2$ . Os dados foram

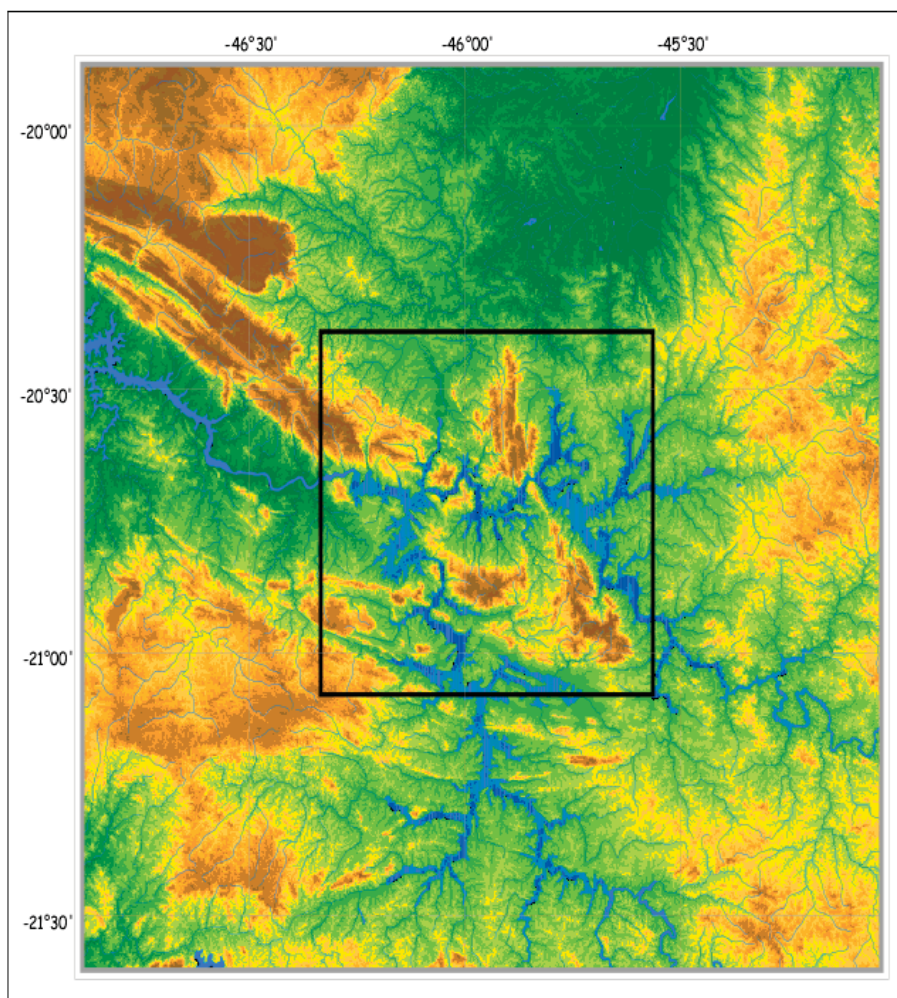


Figura 4.7: Vista da Topografia em Furnas.

registrados e processados pelo datalogger e as suas médias estatísticas a cada 30 minutos foram armazenadas. Durante o período do experimento o nível d'água variou entre 767,81 e 766,76 m.

Os resultados de algumas das principais variáveis monitoradas e os fluxos calculados para o ExFU-3b podem ser visualizados nas figuras 4.8–4.12, onde as variações do ciclo diurno podem ser acompanhadas com mais detalhes. O resultado consolidado para todo o período visualizado na figura 4.13 e este resultado nos mostra a variação sazonal do final do inverno para início de primavera para todo o período de dados, indicando um comportamento global do experimento analisado.

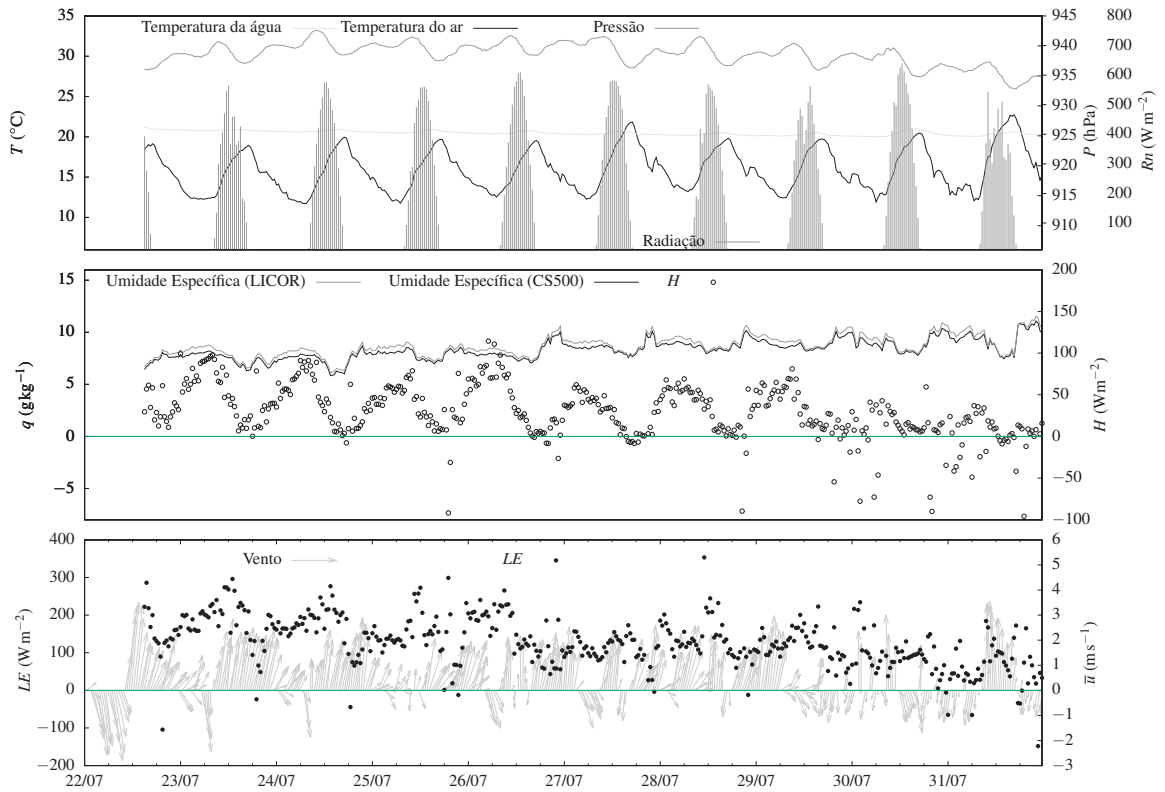


Figura 4.8: Resultados do ExFU-3b no período de 22/07/03 à 31/07/2003.

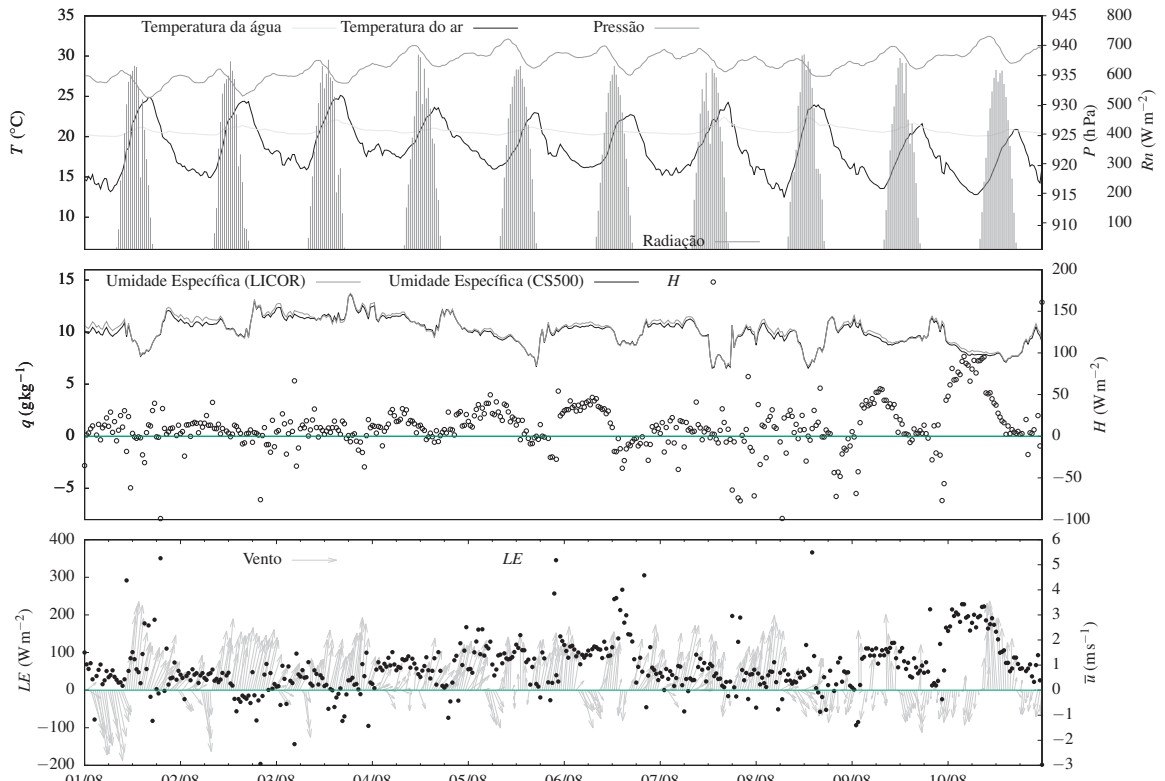


Figura 4.9: Resultados do ExFU-3b no período de 01/08/03 à 10/08/2003.

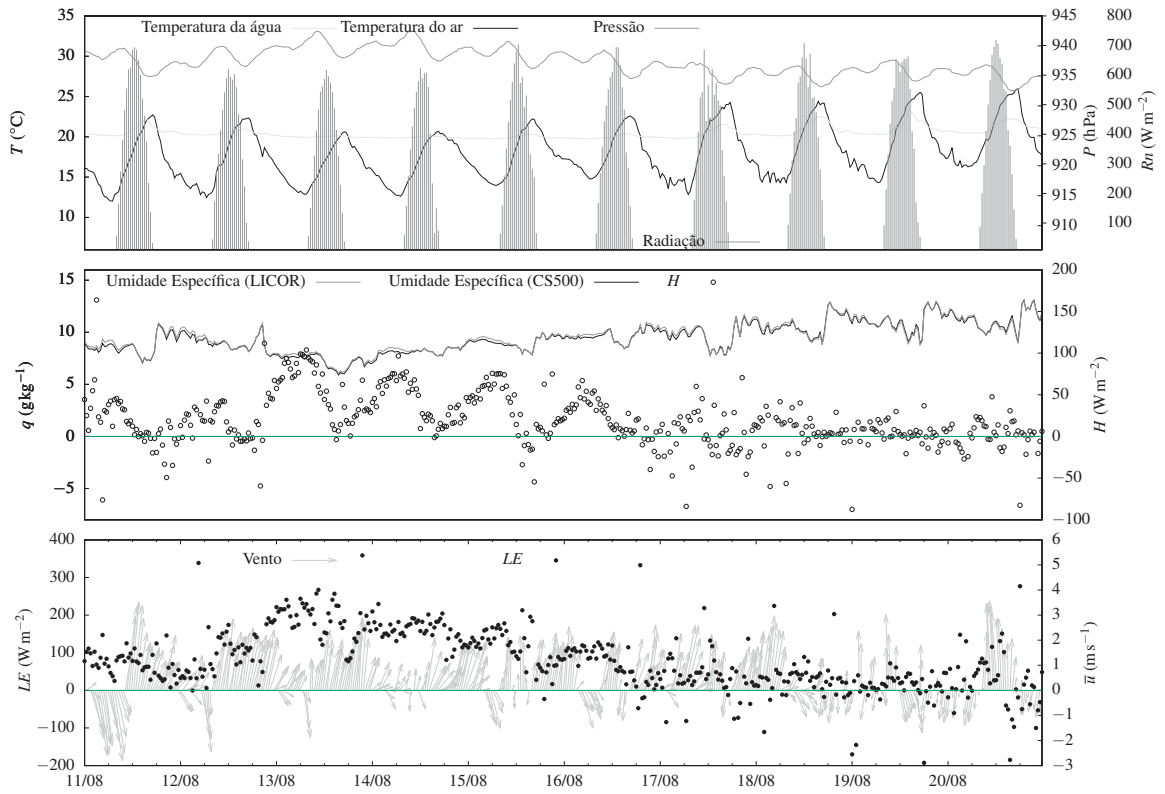


Figura 4.10: Resultados do ExFU-3b no período de 11/08/03 à 20/08/2003.

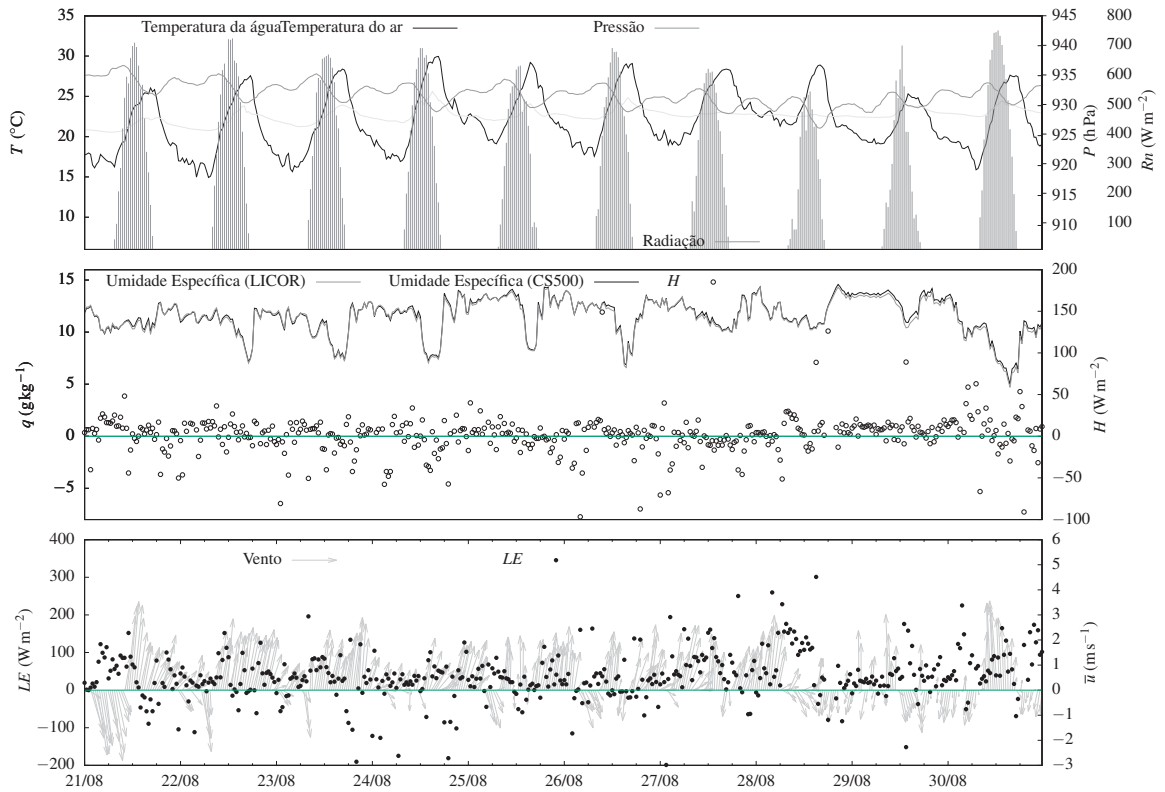


Figura 4.11: Resultados do ExFU-3b no período de 21/08/03 à 30/08/2003.



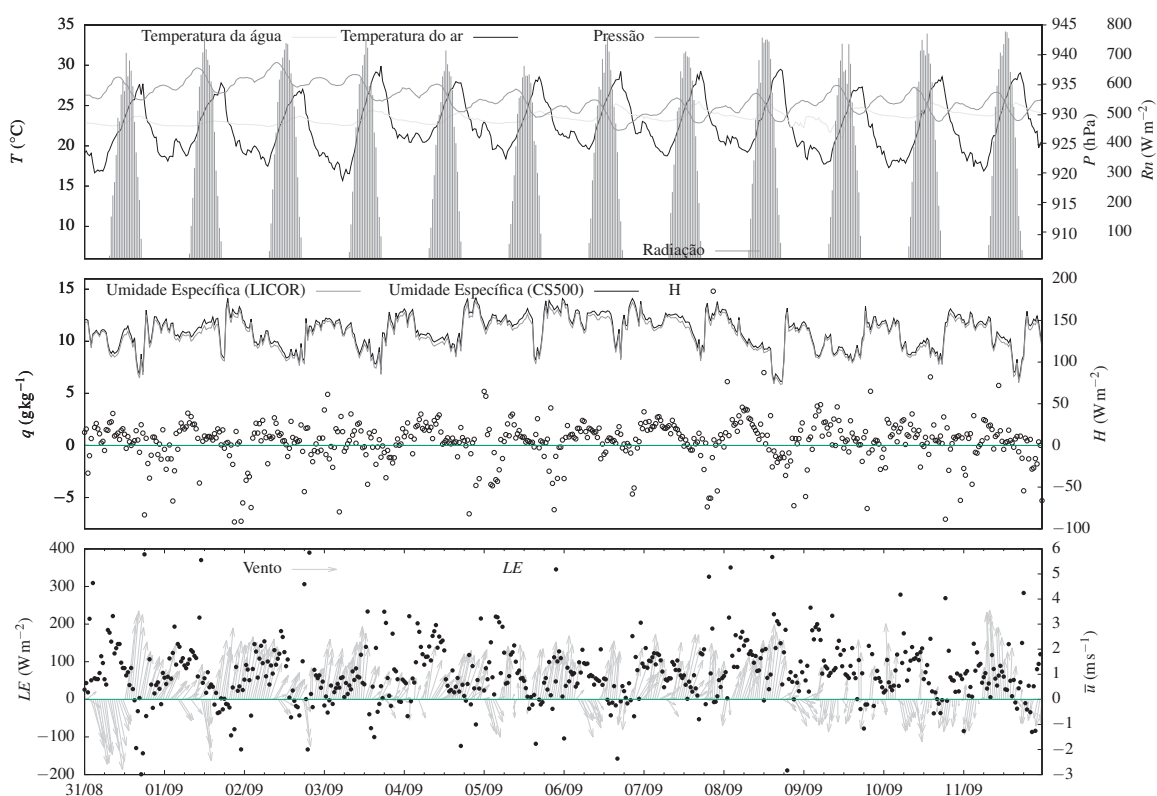


Figura 4.12: Resultados do ExFU-3b no período de 31/08/03 à 11/09/2003.

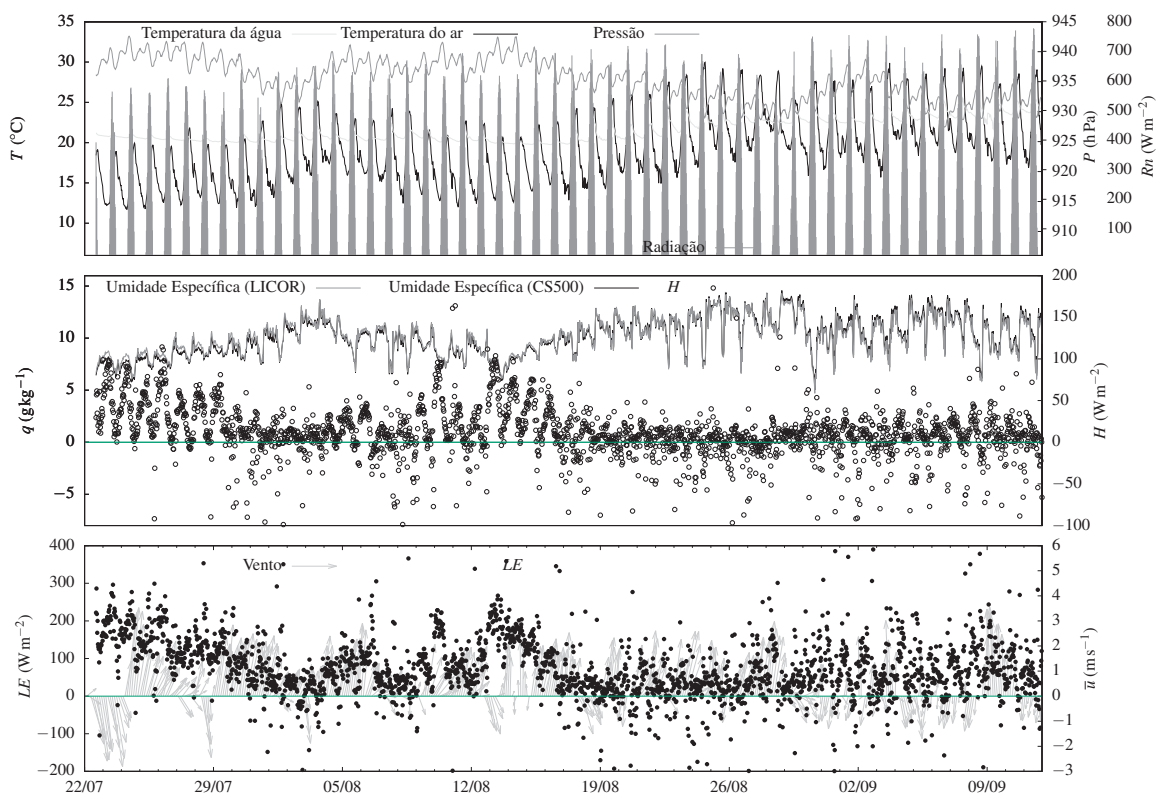


Figura 4.13: Resultados do ExFU-3b no período de 22/07/03 à 11/09/2003.



## 4.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS MICROMETEOROLÓGICOS

Embora os sistemas de monitoramento micrometeorológico sejam bastante confiáveis e estejam sendo utilizados há muitos anos em todo o mundo, ainda possuem uma série de limitações. Estão sujeitos a diversas falhas: falhas físicas dos próprios sensores de monitoramento, falhas mecânicas pelas interferências no local de medição provocada por aves, insetos e outros animais, e falhas ambientais provocadas por ventos fortes (oscilação do mastro de medição) e precipitação (interferência nos sensores infravermelhos), por exemplo, podem ocorrer. É claro que estas falhas não ocorrem durante todo o período, mas no contexto geral do monitoramento conduzem a uma análise mais profunda e complexa sobre os dados micrometeorológicos. Primeiramente é realizado o processamento dos dados micrometeorológicos para se calcular, dentre outras, as variáveis de fluxos, por exemplo. Posteriormente, deve ser feito um rigoroso controle de qualidade sobre os dados.

O processamento dos dados é necessário para o cálculo dos fluxos e algumas correções necessárias devem ser realizadas devido aos problemas físico-dinâmicos apresentados pelo próprio sistema de monitoramento micrometeorológico, a fim de adequar as condições teóricas para a validade da teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO), que exigem pista de vento (*fetch*), homogeneidade espacial e estacionariedade.

Foram aplicadas a rotação de coordenadas para alinhamento do vetor do vento, a divisão das direções do vento em setores para aproveitar o *fetch* de medição e eliminar as distorções turbulentas devido ao efeito de esteira da torre, o estudo da área de contribuição dos fluxos (*footprint*) para determinar possíveis fluxos emitidos de terra que possam estar sendo detectado pelos sensores e a validação dos coeficientes de transferência para garantia da estacionariedade. A correção WPL (WEBB et al., 1980) se aplica ao fluxo *LE* (e também  $\text{CO}_2$ ) devido a dependência que existe entre as flutuações de densidade de vapor e as flutuações de temperatura.

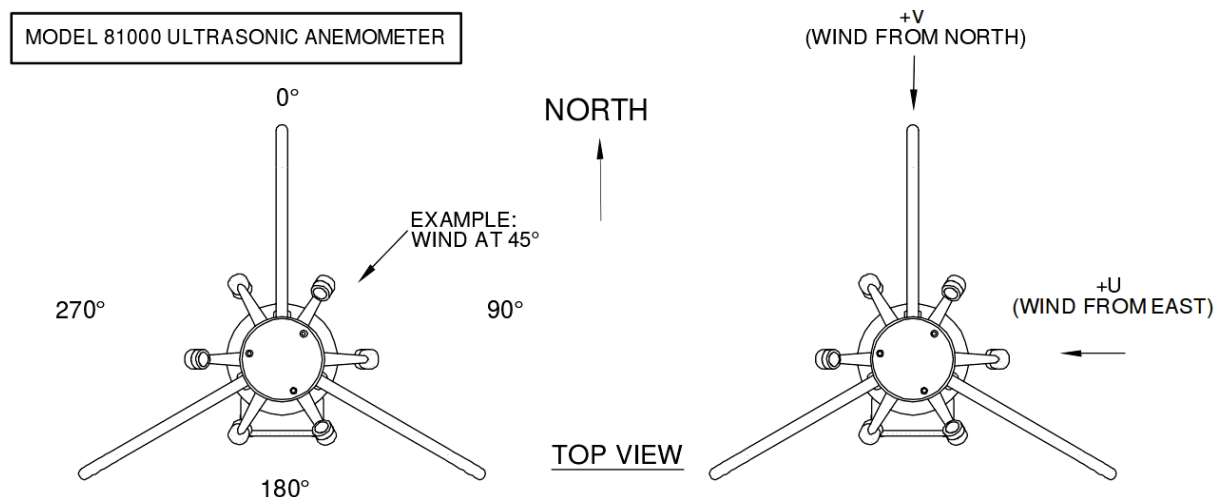
Muitos resultados apresentaram fluxos invertidos (razões de Bowen com o sinal trocado). Muitos trabalhos relatam que fluxos de baixa intensidade podem apresentar problemas de

inconsistência física, pois como sua ordem de grandeza é pequena, fatores como advecção local entre outros podem interferir fisicamente no processo. Neste sentido, neste trabalho optou-se por não incluir na análise os registros com fluxos  $H$  ou  $LE$  de baixa intensidade ( $< 5 \text{ Wm}^{-2}$ ). Optou-se também por analisar somente as situações de instabilidade atmosférica, de modo que também foram retiradas destas análises as situações para  $\zeta > 0$ .

#### 4.2.1 Ajuste do vetor médio do vento

O esquema para o ajuste do vetor médio do vento alinha o eixo cartesiano  $x$  com a direção do vento médio. Este procedimento pode ser realizado pela rotação 2D dos eixos coordenados, que pode ser melhor entendida como uma rotação horizontal no plano  $xy$ , em torno do eixo  $z$ , e outra rotação no plano  $xz$ , em torno do eixo  $y$ .

Consideramos o sistema de coordenadas inicial do anemômetro fixado em  $(x_0, y_0, z_0)$ , com  $x_0$  na direção leste-oeste, sentido positivo para leste,  $y_0$  na direção norte-sul, sentido positivo para norte e  $z_0$  orientado na vertical. A orientação de medição do anemômetro sônico Young 81000 e os respectivos vetores de vento tem sua representação nos eixos cartesianos seguindo o esquema ilustrado na figura 4.2.1, dada por  $(x_0, y_0, z_0) = (-\overline{u}_0, -\overline{v}_0, \overline{w}_0)$ .



Fonte: Adaptado de R. M. Young, Company (2000).

Figura 4.14: Posições relativas dos eixos coordenados e das direções cardeais no anemômetro Young.

Fazendo o alinhamento do sistema de coordenadas para a direção de vento, temos pelo diagrama cartesiano ilustrado na figura 4.15 a definição dos ângulos  $\alpha_x$  e  $\alpha_z$ .

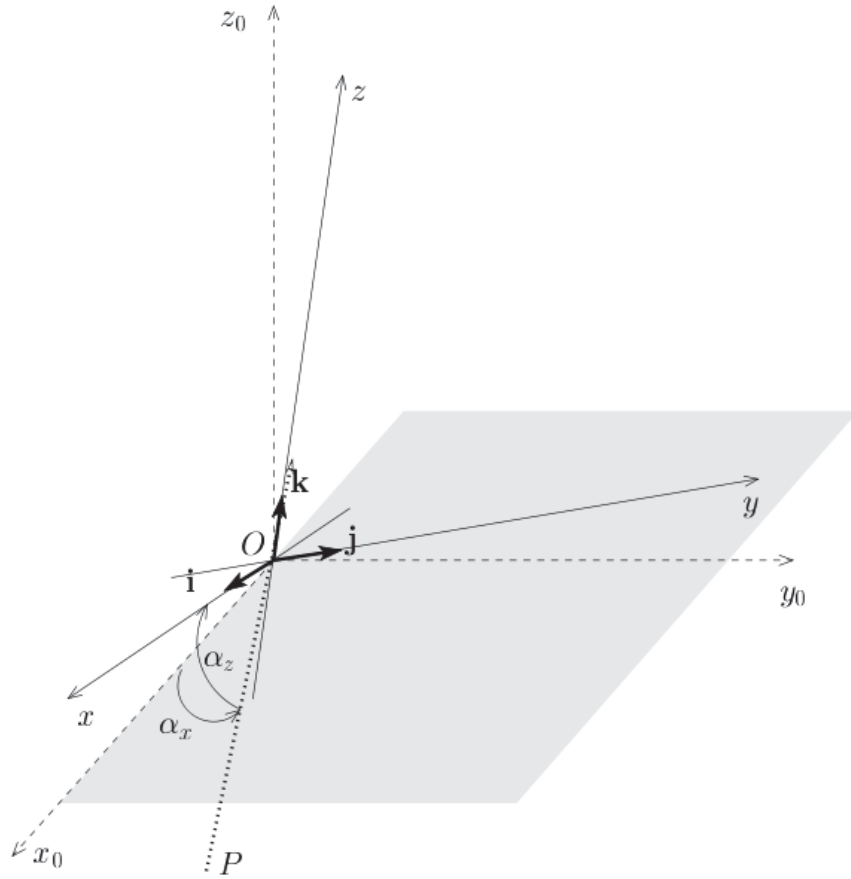


Figura 4.15: Diagrama para rotação dos eixos coordenados no anemômetro Young.

Conhecendo-se as componentes do vetor do vento é possível determinar os respectivos ângulos utilizando:

$$\alpha_x = \arctan(\overline{v_0}, \overline{u_0}), \quad (4.1)$$

onde  $\alpha_x$  é o ângulo formado entre o eixo de abscissa  $x_0$  e a componente do vetor médio do vento horizontal  $(\overline{u_0}, \overline{v_0})$  no plano  $x_0y_0$ .

Rotacionando o plano  $x_0y_0$  em torno de  $z_0$  um ângulo de  $\alpha_x$  orientamos o eixo cartesiano  $x_0$  com o vetor médio do vento horizontal em um novo sistema coordenado  $(x_1, y_1, z_1)$ . Note que com esta rotação  $\overline{u_1} = \sqrt{\overline{u_0}^2 + \overline{v_0}^2}$ ,  $\overline{v_1} = 0$  e  $\overline{w_1} = \overline{w_0}$ . Algebricamente, esta rotação se dá:

$$\mathbf{u}_1 = \mathbf{C}_1 \mathbf{u}_0, \quad (4.2)$$

onde  $\mathbf{C}_1$  é a matriz de rotação:

$$\mathbf{C}_1 = \begin{bmatrix} \cos \alpha_x & \sin \alpha_x & 0 \\ -\sin \alpha_x & \cos \alpha_x & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}. \quad (4.3)$$

O próximo passo é determinar o ângulo  $\alpha_z$  para alinhar o novo eixo  $x_1$  horizontal com o vento médio resultante do vento  $(u_1, w_1)$ , tal que:

$$\alpha_z = \arctan(\overline{w_1}, \overline{u_1}) = \arctan(\overline{w_0}, \sqrt{\overline{u_0}^2 + \overline{v_0}^2}), \quad (4.4)$$

onde  $\alpha_z$  é o ângulo entre o eixo alinhado horizontal  $x_1$  e a componente do vetor de vento  $(\overline{u_1}, \overline{w_1})$ .

Rotacionando o plano  $x_1 z_1$  em torno de  $y_1$  um ângulo de  $\alpha_z$  orientamos o eixo cartesiano  $x_1$  com o vetor médio do vento  $(\overline{u_1}, \overline{w_1})$  em um novo sistema coordenado  $(x, y, z)$ . Note que com esta rotação  $\overline{u} = \sqrt{\overline{u_1}^2 + \overline{w_1}^2}$ ,  $\overline{v} = 0$  e  $\overline{w} = 0$ . Algebricamente, esta rotação se dá:

$$\mathbf{u} = \mathbf{C}_2 \mathbf{u}_1, \quad (4.5)$$

onde  $\mathbf{C}_2$  é a matriz de rotação:

$$\mathbf{C}_2 = \begin{bmatrix} \cos \alpha_z & 0 & \sin \alpha_z \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \alpha_z & 0 & \cos \alpha_z \end{bmatrix}. \quad (4.6)$$

É possível sistematizar as equações incorporando a equação (4.2) em (4.5):

$$\mathbf{u} = \mathbf{C}_2(\mathbf{C}_1 \mathbf{u}_0) = \mathbf{C} \mathbf{u}_0. \quad (4.7)$$

A matriz de rotação de coordenadas 3D ( $\mathbf{C}$ ) agora pode ser expressa em:

$$\mathbf{C} = \mathbf{C}_2 \mathbf{C}_1 = \begin{bmatrix} \cos \alpha_z & 0 & \sin \alpha_z \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \alpha_z & 0 & \cos \alpha_z \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos \alpha_x & \sin \alpha_x & 0 \\ -\sin \alpha_x & \cos \alpha_x & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad (4.8)$$

$$\mathbf{C} = \begin{bmatrix} \cos \alpha_x \cos \alpha_z & \sin \alpha_x \cos \alpha_z & 0 \\ -\sin \alpha_x & \cos \alpha_x & 0 \\ -\cos \alpha_x \sin \alpha_z & -\sin \alpha_x \sin \alpha_z & \cos \alpha_z \end{bmatrix}. \quad (4.9)$$

Tanto usando as equações (4.2) e (4.5) quanto a equação (4.7) com (4.9) obtém-se os mesmos resultados. Na mesma linha, é possível obter o tensor de Reynolds rotacionado.

O Tensor de Reynolds é dado pelo tensor de covariâncias entre as flutuações de velocidades do vento e representa o fluxo de quantidade de movimento devido as flutuações, sendo expresso por:

$$\tau = \overline{u'_i u'_j} = \mathbf{u}' \mathbf{u}'^T, \quad (4.10)$$

$$\tau = \begin{bmatrix} \overline{u'_0 u'_0} & \overline{u'_0 v'_0} & \overline{u'_0 w'_0} \\ \overline{u'_0 v'_0} & \overline{v'_0 v'_0} & \overline{v'_0 w'_0} \\ \overline{u'_0 w'_0} & \overline{v'_0 w'_0} & \overline{w'_0 w'_0} \end{bmatrix}, \quad (4.11)$$

onde

$$\overline{a' a'} = \sigma_a^2, \quad (4.12)$$

$$\overline{a' b'} = \text{Cov}\{a, b\}, \quad (4.13)$$

com  $\sigma_a$  representando o desvio-padrão da variável  $a$  e  $\text{Cov}\{a, b\}$  a covariância entre  $a$  e  $b$ .

Olhando para a equação (4.10) o Tensor de Reynolds rotacionado pode ser obtido por:

$$\tau_2 = \overline{u'_2 u'_2{}^T}, \quad (4.14)$$

onde:

$$u'_2 = \mathbf{C} \mathbf{u}_0, \quad (4.15)$$

$$u'_2{}^T = \mathbf{C} \mathbf{u}_0^T = \mathbf{u}_0^T \mathbf{C}^T. \quad (4.16)$$

Substituindo na equação (4.14) obtemos:

$$\tau_2 = \mathbf{C}\mathbf{u}_0\mathbf{u}_0^T\mathbf{C}^T = \mathbf{C}\tau\mathbf{C}^T, \quad (4.17)$$

$$\mathbf{C}^T = \mathbf{C}''\mathbf{C}'^T = \mathbf{C}'^T\mathbf{C}''^T. \quad (4.18)$$

Para as matrizes de covariância que envolvem escalares, como os escalares não são vetoriais, a rotação pode ser feita uma única vez, resultando nos fluxos:

$$\overline{w's'} = \overline{u's'}(-\cos\alpha_x\sin\alpha_z) + \overline{v's'}(-\sin\alpha_x\sin\alpha_z) + \overline{w's'}(\cos\alpha_z), \quad (4.19)$$

onde  $s$  representa o escalar (por exemplo,  $s = q$  para umidade,  $s = \theta$  para temperatura, etc.).

#### 4.2.2 Cálculo dos Fluxos de Calor Sensível e Calor Latente

Para o cálculo dos fluxos de superfície é possível utilizar as covariâncias rotacionadas diretamente nas equações (2.24)–(2.26), lembrando que  $C_p = 1.005(\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1})$  é o calor específico a pressão constante,  $L = 2.462.000(\text{J kg}^{-1})$  é o calor latente de vaporização e  $\rho(\text{kg m}^{-3})$  é densidade média do ar aproximada pela lei do gás ideal:

$$pV = nRT \Rightarrow \frac{p}{RT} = \frac{n}{V} = \rho = \frac{p_{atm}}{RT}, \quad (4.20)$$

com  $R = 287(\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1})$  a constante universal do gás para o ar e  $T(\text{K})$  a temperatura atmosférica.

#### 4.2.3 Correção da umidade do sensor infravermelho pela média da umidade do termohigrômetro

Primeiramente, a densidade de vapor se relaciona com a umidade específica pela equação:

$$q = \frac{\varepsilon R_v \theta_c \rho_v}{p_{atm}}, \quad (4.21)$$

onde  $q(\text{g kg}^{-1})$  é a umidade específica,  $\varepsilon = R/R_v = 0,622$  é constante,  $R_v = 461,51(\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1})$  é a constante de gás para vapor d'água,  $\rho_v(\text{g m}^{-3})$  é a densidade de vapor d'água e  $p_{atm}(\text{Pa})$  a pressão atmosférica. O sensor LICOR também promove medidas de  $p_{atm}$  que foram utilizadas

na equação (4.21) para converter as medidas de densidade de vapor  $\rho_v$  para umidade específica  $q$ .

Quando  $p_{atm}$  não é medida, pode ser estimada pela equação (4.22) abaixo:

$$p_{atm} = 101.325 \left( \frac{288 - 0,0065z}{288} \right)^{5,256}, \quad (4.22)$$

onde  $z = 771,93$  m.  $z$  é a altitude com relação ao nível médio do mar.

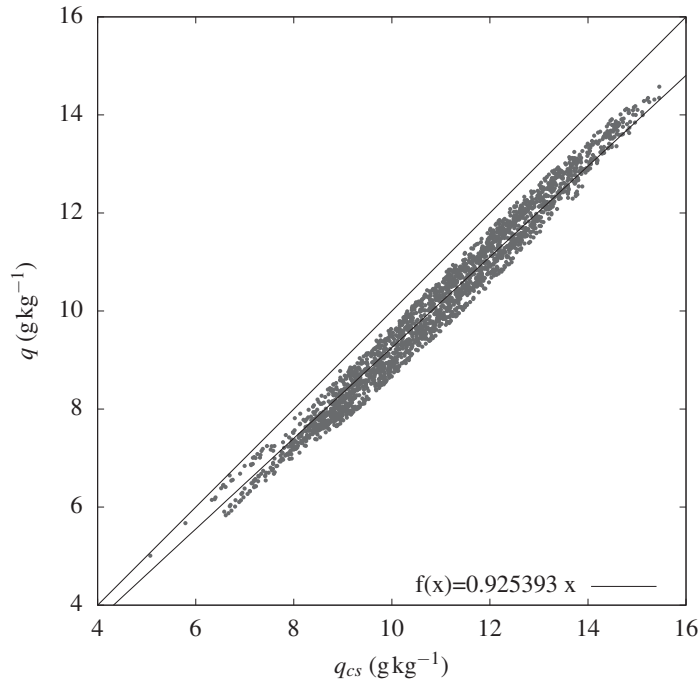


Figura 4.16: Umidade específica pelo CS500 *versus* umidade específica pelo LI7500

A média de umidade específica do sensor LICOR ( $q$ ) foi corrigida com a média dos dados medidos pelo sensor termohigrômetro CS500 ( $q_{cs}$ ), utilizando um ajuste simples por mínimos quadrados entre os dados passando pela origem, conforme visualizado na figura 4.16, resultando num coeficiente angular  $a = 0,925393$ .

O mesmo coeficiente de ajuste foi utilizado para corrigir as estatísticas das demais variáveis envolvendo as medidas de  $q$  e de  $q'$  do LICOR.

#### 4.2.4 Correção do fluxo de calor latente em função das flutuações de temperatura – WPL

A correção do fluxo de calor latente proposta por Webb et al. (1980) se baseia na física de que as flutuações de temperatura promovem uma variação da densidade do ar, que por sua

vez influenciam a taxa de evaporação. Segundo Webb et al. (1980), esta dependência que existe entre a pressão de vapor e a densidade de vapor em função das flutuações de temperatura se dá pela equação (3.44). Assim como para a densidade de vapor, as variações de densidade do ar promovida pelas flutuações de temperatura também influenciam as flutuações dos demais escalares, de modo que a correção WPL pode também ser aplicada para os demais escalares como, por exemplo, para os fluxos de CO<sub>2</sub> (WEBB; PEARMAN, 1977):

$$F_{CO_2} = \overline{w'\rho'_c} + \mu \frac{\overline{\rho_c}}{\rho} \overline{w'\rho'_v} + (1 + \mu r) \frac{\overline{\rho_c}}{T_c} \overline{w'\theta'}, \quad (4.23)$$

onde  $\rho_c$  é a densidade de CO<sub>2</sub>.

### 4.3 RESULTADOS DAS CORREÇÕES APLICADAS

Neste capítulo veremos a comparação dos resultados dos fluxos calculados após a aplicação das correções apresentadas acima.

#### 4.3.1 Diferenças para $LE$ após a rotação de coordenadas

Esta correção é a que promove as diferenças mais significativas, que podem ser visualizadas nas figuras 4.17 e 4.18. Após a rotação de coordenadas, foram registradas diferenças em média de 3 W m<sup>-2</sup>, mas chegando para alguns dados a diferenças de até 300 W m<sup>-2</sup>. Estas diferenças podem ser melhor observadas no gráfico da figura 4.18 onde ocorrem os picos de maior e menor intensidade de  $LE$ , pois a rotação promove a amplificação destes picos.

Não foi encontrado nos dados nenhuma causa provável para a amplificação destes picos serem tão impactantes nas diferenças. A maioria dos dados em que estas diferenças são mais significativas coincidem com dados de fluxos em horários de final de tarde e início da noite, onde a CLA está transitando de uma situação de instabilidade atmosférica para um condição de estabilidade.

Como visto, o alinhamento da direção do vento é uma correção necessária para a aplicação do MCT para os cálculos dos fluxos superficiais, porém a ordem de grandeza das correções



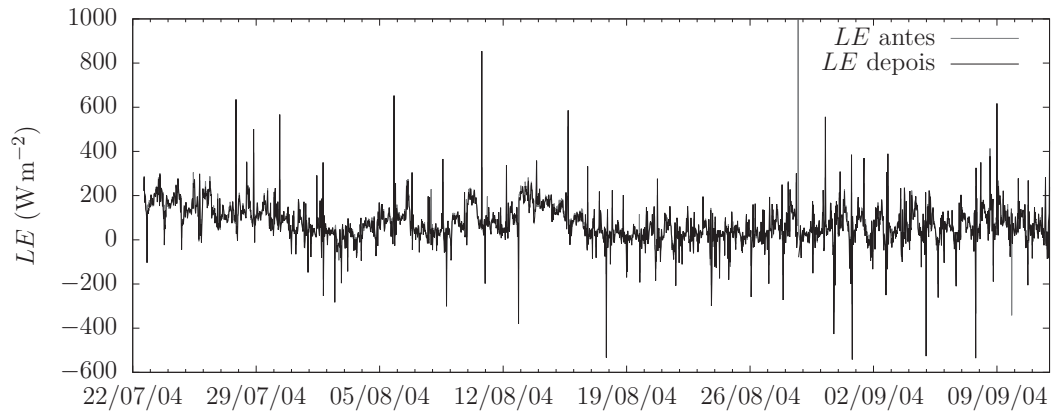


Figura 4.17: Diferenças para  $LE$  depois da rotação de coordenadas.

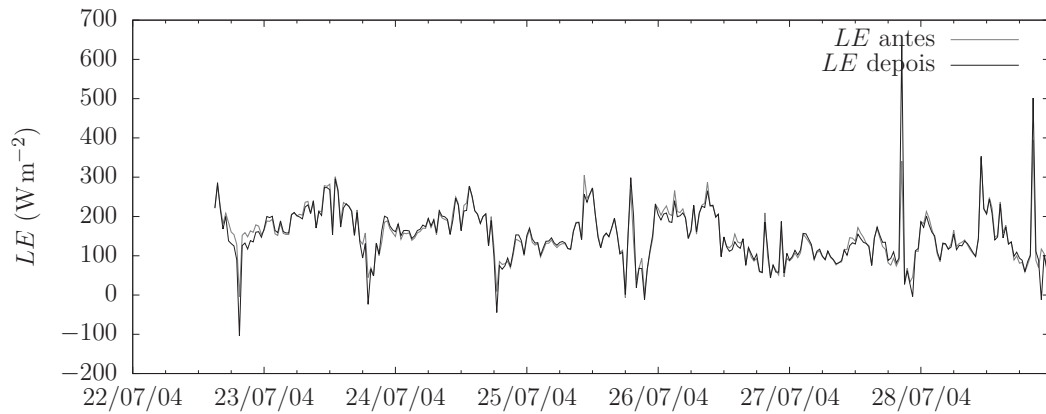


Figura 4.18: Diferenças para  $LE$  depois da rotação de coordenadas - Período de 7 dias.

fez com que alguns picos de fluxos isolados se tornassem valores muito maiores, fazendo com que o controle de qualidade dos dados seja fundamental para avaliar a qualidade das medidas corrigidas. Estes picos extremos serão depois tratados no controle de qualidade na seção 4.4.

#### 4.3.2 Diferenças de $LE$ após a correção WPL

As diferenças são menos visíveis e corrigem principalmente os fluxos mais extremos (picos de máximo e mínimo) onde as diferenças nas flutuações são maiores, como vemos nas figuras 4.19 e 4.20.

Embora pequenas (as diferenças máximas foram de  $0,6 \text{ W m}^{-2}$ ), se tornam significativas quando acumuladas para longos períodos de dados. Mesmo com a correção WPL, os dados

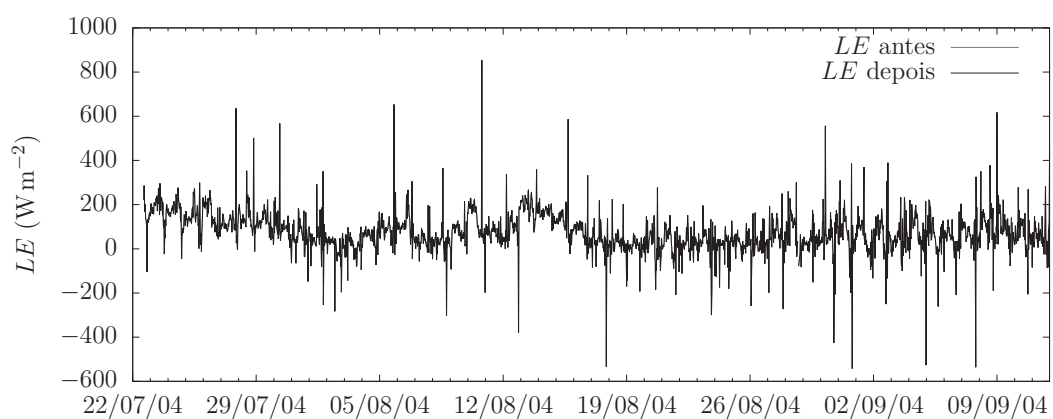


Figura 4.19: Comparações de  $LE$  com rotação depois da correção WPL.

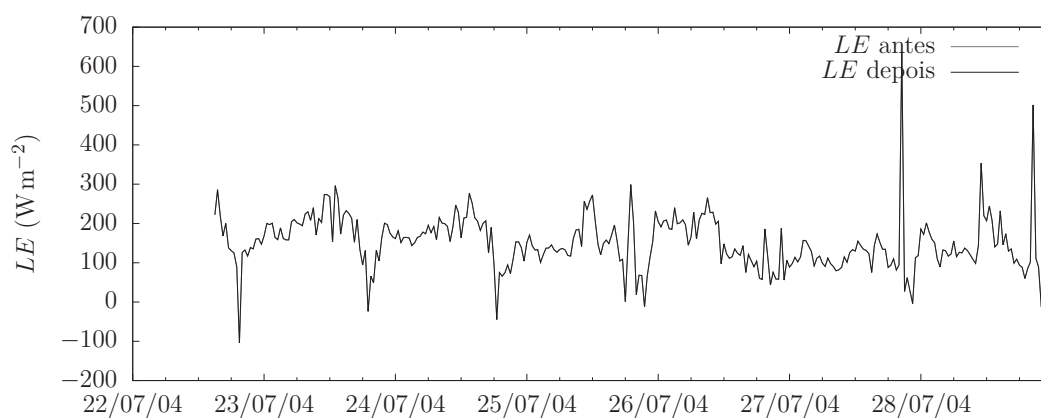


Figura 4.20: Comparações de  $LE$  com rotação depois da correção WPL - Período de 7 dias.

ainda precisam passar por um controle de qualidade a fim de eliminar os valores de fluxos com problemas (fluxos muito extremos e inconsistentes).

#### 4.4 DETECÇÃO DE *OUTLIERS*

Os *outliers* são dados de uma série de medição cujo valor é inconsistente, como um fluxo de calor latente maior que a radiação solar líquida, por exemplo. A origem desta inconsistência pode estar associada a problemas com os sensores de medição, falhas no procedimento de armazenamento de dados ou no procedimento de processamento dos dados, fatores ambientes (geralmente precipitação), entre outros. O objetivo neste trabalho é estabelecer um procedimento de identificação a eliminação dos *outliers* dos dados processados de fluxos, sem eliminar os dados extremos que podem ser fisicamente consistentes.

Para estabelecer uma metodologia de detecção para os *outliers* das séries de dados foi separado o conjunto de dados por blocos subdivididos pela meia hora correspondente a cada período de medição. As figuras 4.22 e 4.21 mostram a distribuição de frequências em cada meia hora e o *boxplot* com os quartis de 25% e 75% para os Fluxos de Calor Latente (Evaporação) e Fluxos de Calor Sensível.

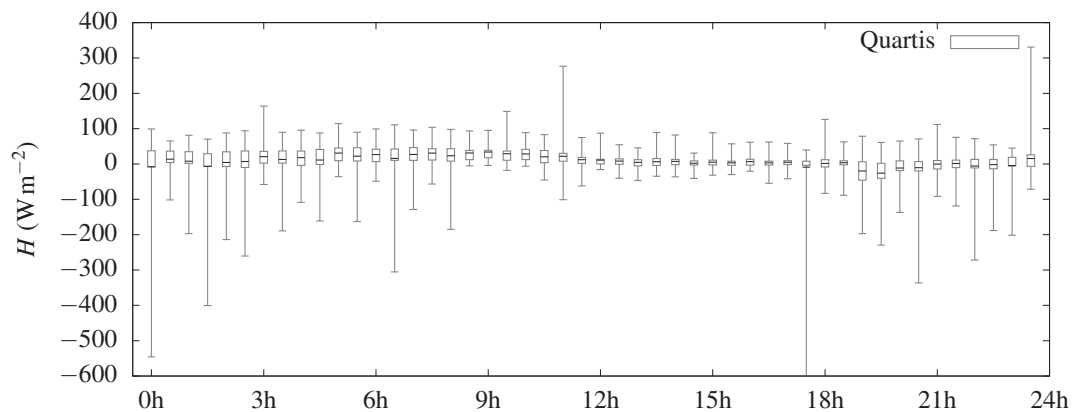


Figura 4.21: Dispersão de  $H$  para cada bloco de 30 minutos

Divididos em cada meia hora, obtêm-se 48 blocos de controle para cada variável. A estatística padrão, considerando que dados medidos em cada meia hora correspondente obedecem uma distribuição normal, não se mostrou representativa da distribuição para a maioria dos 48 blocos de dados, pois valores de *outliers* muito discrepantes influenciam a estatística da própria

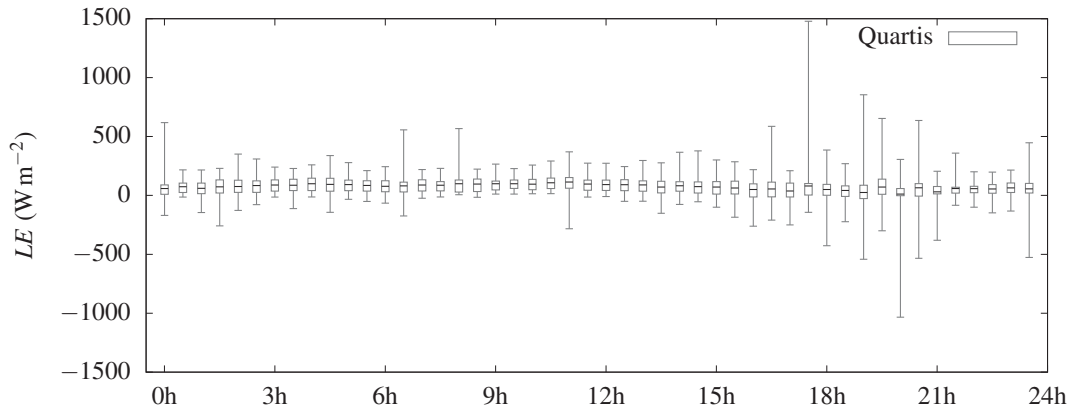


Figura 4.22: Dispersão de  $LE$  para cada bloco de 30 minutos

média da distribuição. Neste sentido, há a necessidade de uma nova abordagem para a medida do comportamento médio e da dispersão dos dados em cada bloco.

Uma abordagem razoável para estabelecer o comportamento médio da dispersão deve levar em consideração uma estimativa que seja bastante representativa da física dos fluxos medidos naquela meia hora. Neste sentido a mediana é um melhor estimador do comportamento médio dos dados que a média quando o conjunto de dados está contaminado por *outliers*. Resumidamente, a mediana representa o valor intermediário dos valores de ocorrência da variável naquele bloco de dados, ou seja, é um valor confiável para representar o comportamento médio.

Com esta informação, é necessário obter para cada valor amostral do bloco de dados o desvio com relação a mediana, que fisicamente vai representar o quanto a variável está distante do valor intermediário de ocorrência dentro daquele conjunto de dados, e teremos o desvio mediano da variável definido por:

$$Z(i) = |z(i) - \tilde{z}|, \quad (4.24)$$

onde  $\tilde{z}$  representa a mediana dos dados.

Foi calculado o desvio-padrão de cada bloco de dados utilizando como estimador do comportamento médio a mediana, resultando no desvio mediano  $\tilde{s}_T$ . Para esta nova variável, em um conjunto de dados com  $N$  valores, quanto mais próximo  $z(i)$  estiver do valor esperado mediano  $\tilde{z}$ , mais próximo de 0 estará o valor de  $Z(i)$ . Do contrário, quanto mais afastado o

valor estiver da mediana, maior será o valor de  $Z(i)$ . Assim sendo, os valores esperados para os *outliers* serão sempre os maiores valores de  $Z(i)$ .

Para uniformizar a dispersão dos dados de modo a não eliminar os valores de  $Z(i)$  que são suficientemente grandes, mas que não são *outliers*, deve-se determinar qual é a faixa de variação da dispersão válida para os blocos de dados, sendo necessário determinar o limite de corte para os *outliers*. Nas figuras 4.23 e 4.24 são apresentadas a dispersão de fluxos para cada bloco de 30 minutos e a faixa de variação de  $\pm 1$  desvio mediano. Vemos que a faixa de  $\pm 1$  desvio deixa de fora muitos dados de fluxos que são consistentes. Foi estabelecido como critério de intervalo de confiança o valor de 2,576 desvios medianos com relação a mediana. Este valor numa distribuição normal estabelece um intervalo de confiança de 99%.

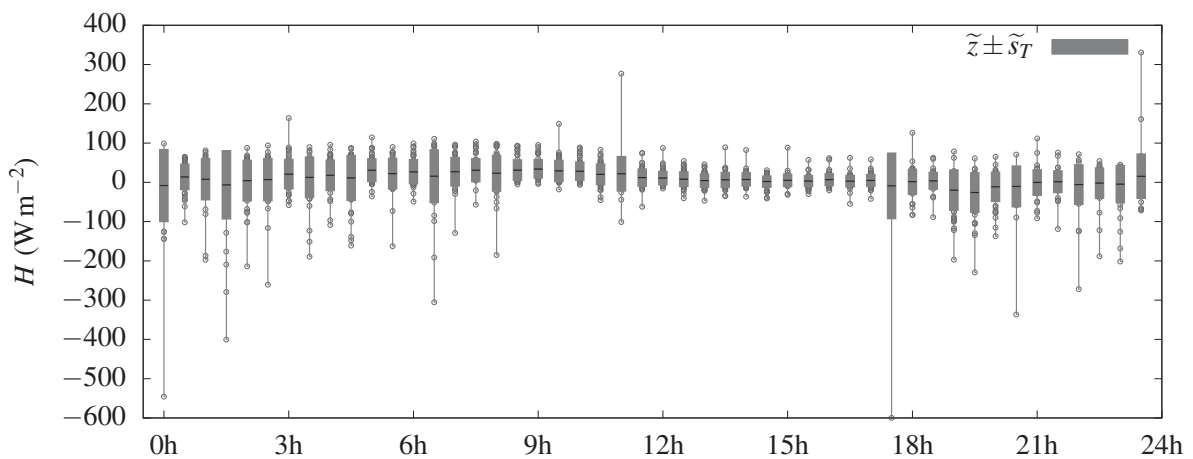


Figura 4.23: Dispersão de  $H$  para cada bloco de 30 minutos e faixa de 1 desvio mediano.

Usando este critério aos dados de fluxos, como temos *outliers* que fogem muito da média, aplicou-se o procedimento de eliminação em duas camadas de filtro. Na primeira camada, realiza-se o corte a 2,576 desvios medianos para todos os dados. Na segunda camada, após o primeiro filtro realiza-se uma nova estatística e aplica-se novamente o corte dos dados a 2,576 desvios medianos. O objetivo com isto é eliminar todos os dados de fluxos discrepantes ou destoantes no seu bloco.

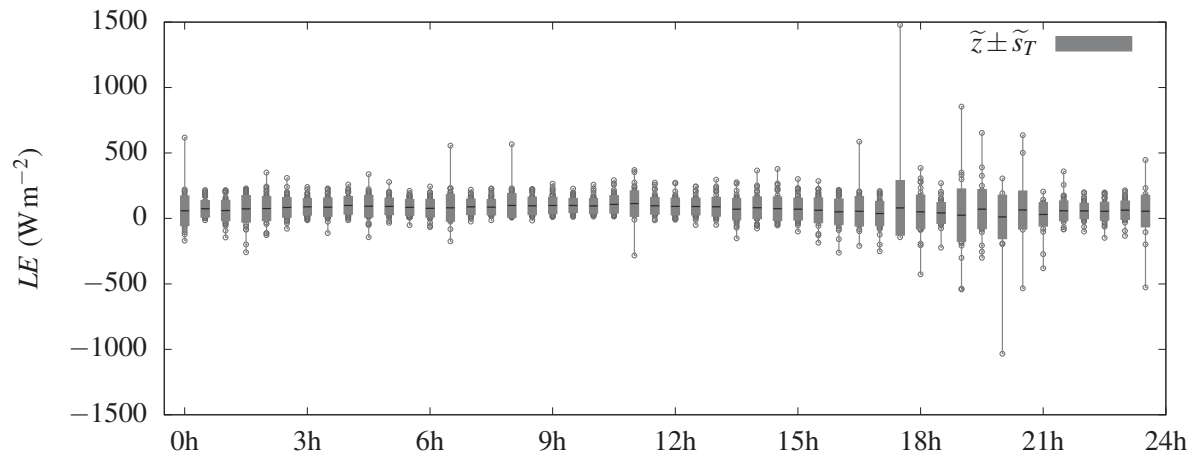


Figura 4.24: Dispersão de  $LE$  para cada bloco de 30 minutos e faixa de 1 desvio mediano.

#### 4.4.1 Primeira camada do filtro

Os resultados aplicando-se a primeira camada de filtro podem ser vistos para os fluxos nas figuras abaixo. Nas figuras 4.25 e 4.26 é apresentada a dispersão de fluxos para cada bloco de 30 minutos e a faixa de 2,576 desvios medianos, os valores de fluxo que extrapolam a faixa de 2,576 desvios medianos foram eliminados.

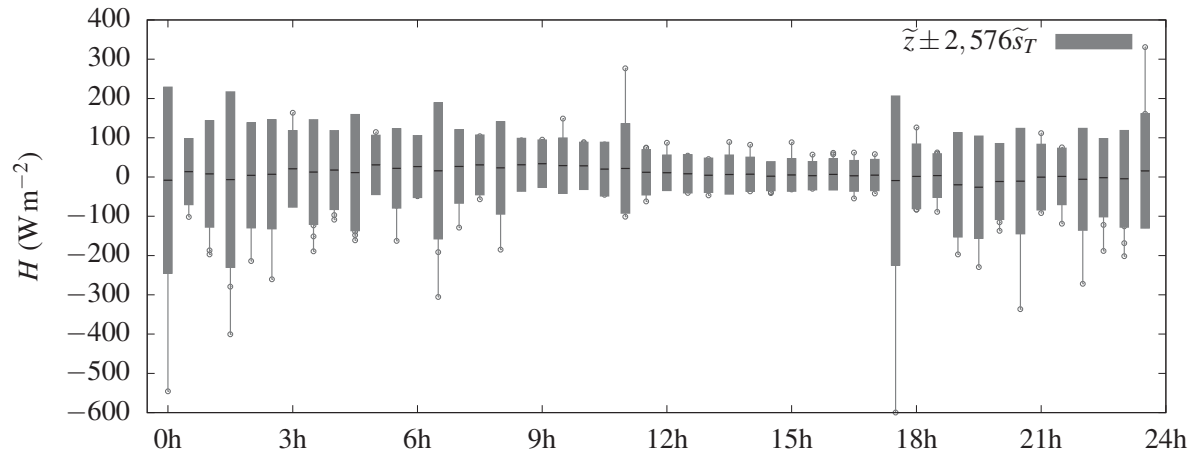


Figura 4.25: Dispersão de  $H$  para cada bloco de 30 minutos e faixa de 2,576 desvios medianos.

O *boxplot* dos fluxos remanescentes após a primeira camada de filtro é apresentado nas figuras 4.27 e 4.28, para cada bloco de 30 minutos. Notem que ainda permanecem valores de fluxo extremos, justificando a aplicação de mais uma camada do filtro.

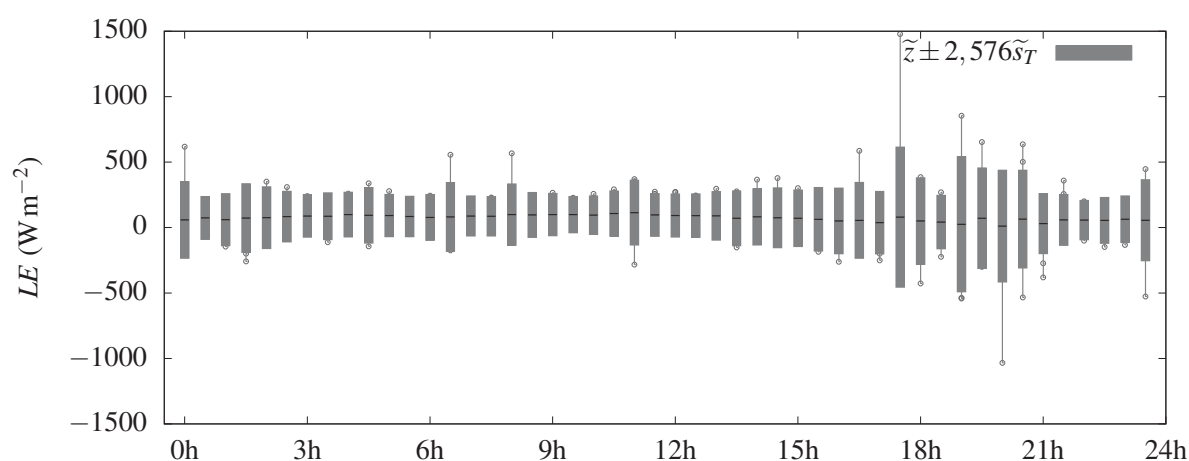


Figura 4.26: Dispersão de  $LE$  para cada bloco de 30 minutos e faixa de 2,576 desvios medianos.

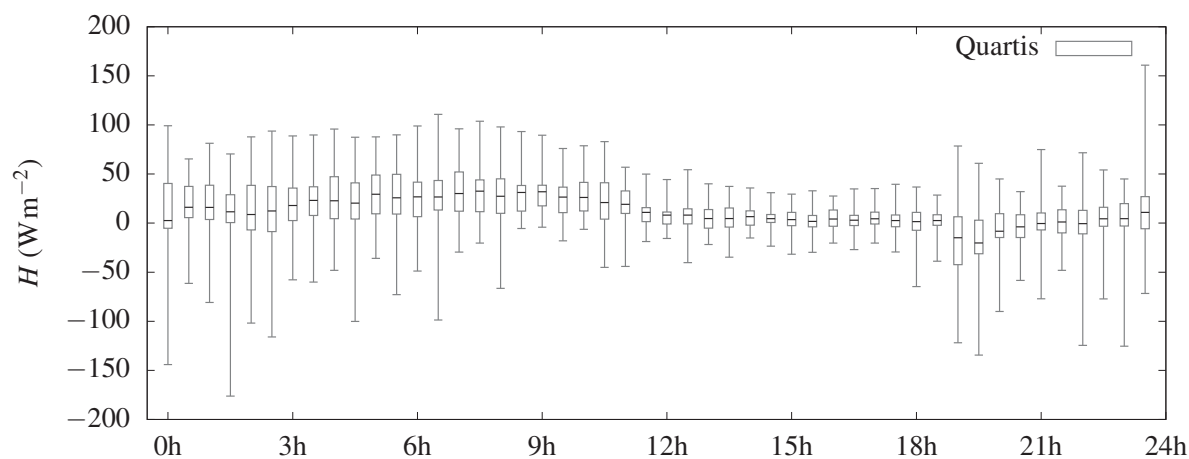


Figura 4.27: Dispersão de  $H$  para cada bloco de 30 minutos após a primeira camada de filtro.

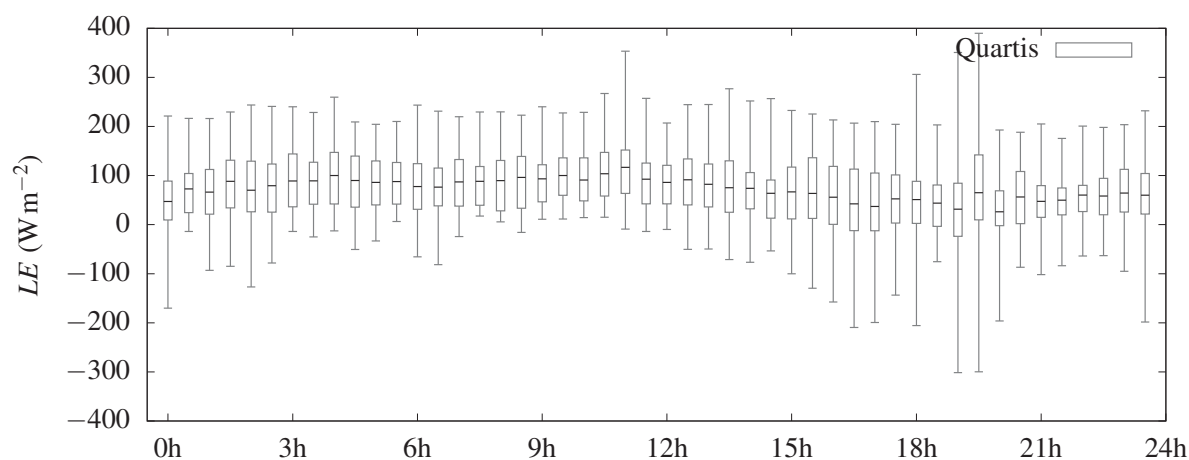


Figura 4.28: Dispersão de  $LE$  para cada bloco de 30 minutos após a primeira camada de filtro.

#### 4.4.2 Segunda camada do filtro

Após eliminados os fluxos que extrapolaram a faixa de  $2,576$  desvios medianos (figuras 4.25 e 4.26) é realizada uma nova estatística e aplicada novamente mais uma camada de filtro. Nas figuras 4.25 e 4.26 é apresentado a dispersão de fluxos para cada bloco de 30 minutos e a faixa de  $2,576$  desvios medianos, para as estatísticas da segunda camada de filtro. Os valores de fluxo que extrapolam a faixa de  $2,576$  desvios medianos foram eliminados.

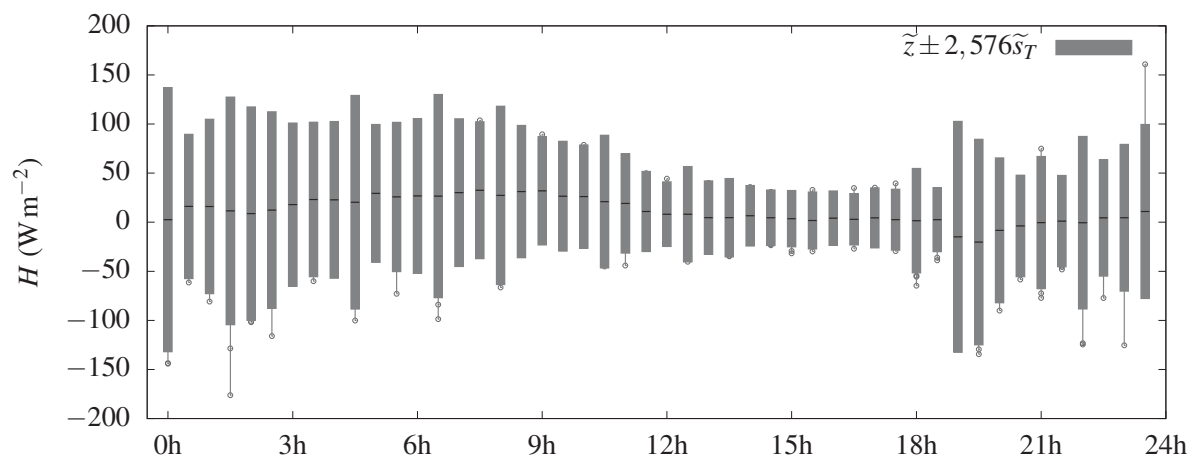


Figura 4.29: Dispersão de  $H$  para cada bloco de 30 minutos após a primeira camada de filtro e faixa de  $2,576$  desvios medianos.

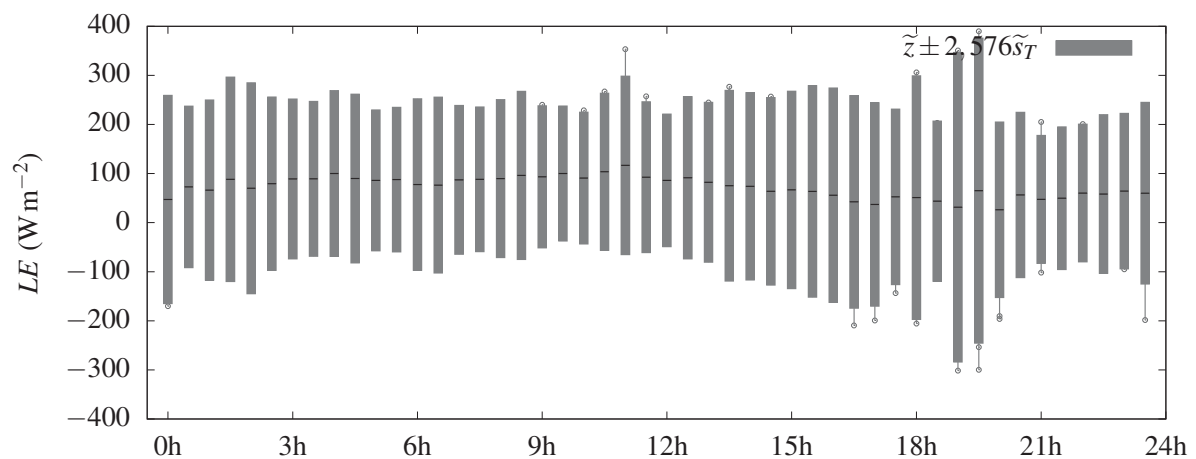


Figura 4.30: Dispersão de  $LE$  para cada bloco de 30 minutos após a primeira camada de filtro e faixa de  $2,576$  desvios medianos.



O *boxplot* dos fluxos remanescentes após a segunda camada de filtro é apresentado nas figuras 4.31 e 4.32, para cada bloco de 30 minutos. Notem que os valores de fluxo extremos foram todos eliminados, sem comprometer o conjunto de dados.

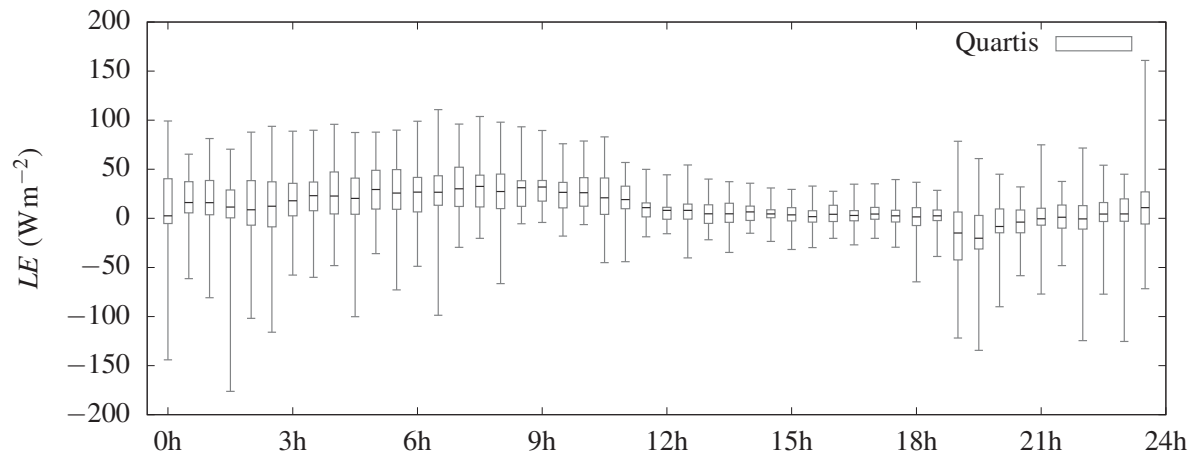


Figura 4.31: Dispersão de  $H$  para cada bloco de 30 minutos após a segunda camada de filtro.

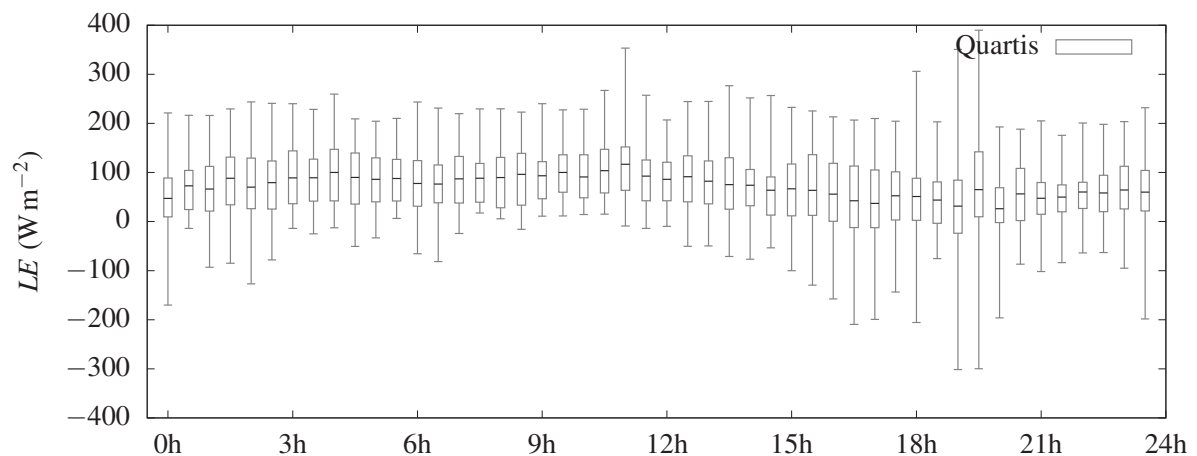


Figura 4.32: Dispersão de  $LE$  para cada bloco de 30 minutos após a segunda camada de filtro.

Percebe-se com a análise dos histogramas que os fluxos extremos que destoavam do bloco de dados para cada meia hora foram eliminados com sucesso. Esses fluxos, em sua grande maioria, são os que apresentam alguma inconsistência. Analisando pela série de dados de 50 dias (período aproximado de medição) onde não houve variações significativas das condições do tempo que pudessem justificar comportamentos extremos dos fluxos, mesmo sendo rigoroso, este critério pode ser aplicado com sucesso, eliminando a maior parte dos dados de fluxos

inconsistentes e deixando para a análise apenas fluxos considerados dentro de um comportamento normal.

#### 4.4.3 Histogramas dos fluxos a cada 30 minutos

Como a razão de Bowen depende de  $H$  e  $LE$ , os blocos são analisados aos pares, de modo que quando um *outlier* é eliminado do fluxo  $H$  o par de medição  $LE$  correspondente aquele *outlier* também é eliminado e vice versa. Isto é mostrado em gráficos do histograma de cada fluxo, onde os intervalos de corte de cada camada de filtro e os pares correspondentes eliminados são marcados por setas e cores, respectivamente.

Quando os dados apresentam uma distribuição muito próxima da normal (bloco de dados sem *outliers*), a aplicação das camadas de filtro não elimina dados, como pode ser observado na figura 4.33.

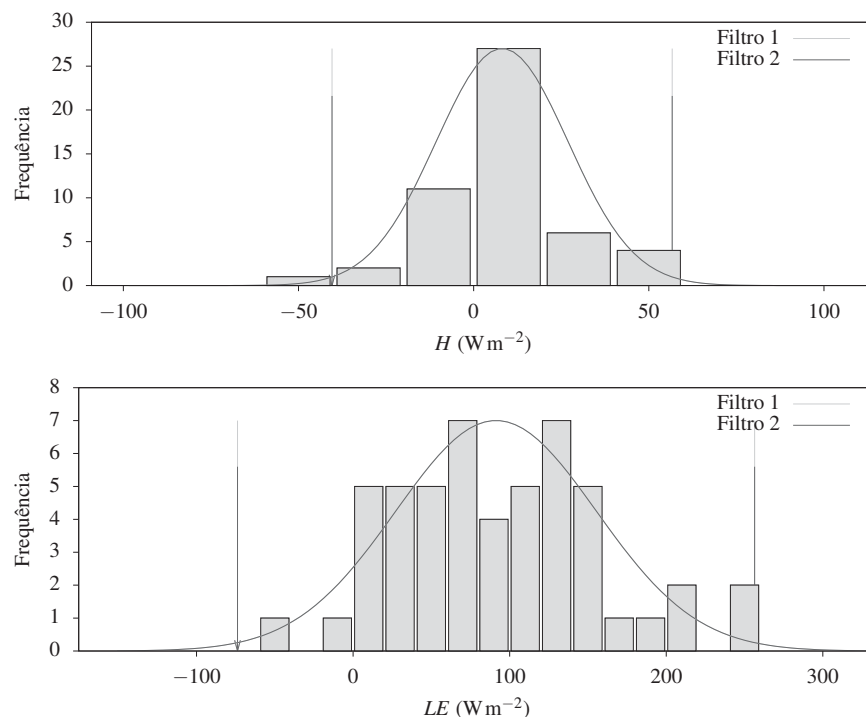


Figura 4.33: Histograma para o bloco de 30 minutos correspondente ao horário de 12:30 hs

Nas figuras dos histogramas, as setas definem os limites do desvio mediano para aquele fluxo (2,576 desvios medianos com relação a mediana). As barras do histograma coloridas em

cinza claro indicam os pares de fluxos que foram eliminados na aplicação e as setas a linha de corte da primeira camada do filtro. As barras coloridas em cinza médio indicam os pares de fluxos que foram eliminados na aplicação e as setas a linha de corte da segunda camada do filtro. As barras em cinza escuro indicam os pares de dados remanescentes. Além disso, para efeito de comparação, as linhas pontilhadas representam uma distribuição normal ajustada aos dados em torno da mediana antes da primeira camada de filtro e a linha escura o ajuste da distribuição normal em torno da mediana antes da segunda camada de filtro.

Já a figura 4.34 mostra um resultado para valores de *outliers* bastante discrepantes, indicando que o uso do método é muito eficiente.

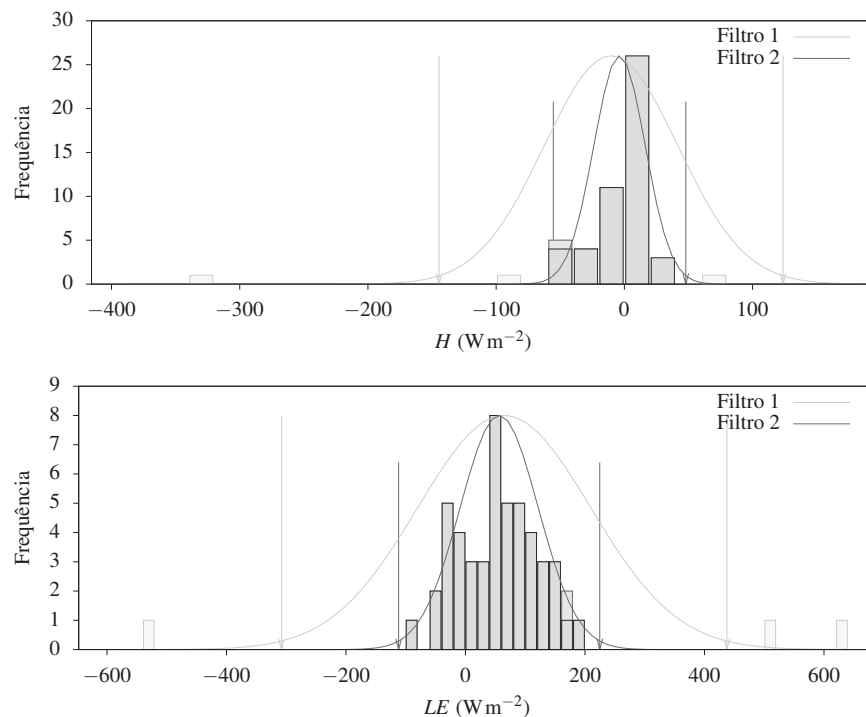


Figura 4.34: Histograma para o bloco de 30 minutos correspondente ao horário de 20:30 hs

No entanto, devido ao critério fixo de eliminação, alguns dados com valores possivelmente coerentes acabam sendo eliminados por seus pares, conforme pode ser visto na figura 4.35. Como avaliamos neste trabalho o comportamento das razões de Bowen, necessitamos que ambos os fluxos sejam considerados coerentes, a fim de não propagar para as razões de Bowen estas inconsistências. Para outras aplicações o uso do critério de eliminação em pares deve ser melhor avaliado.

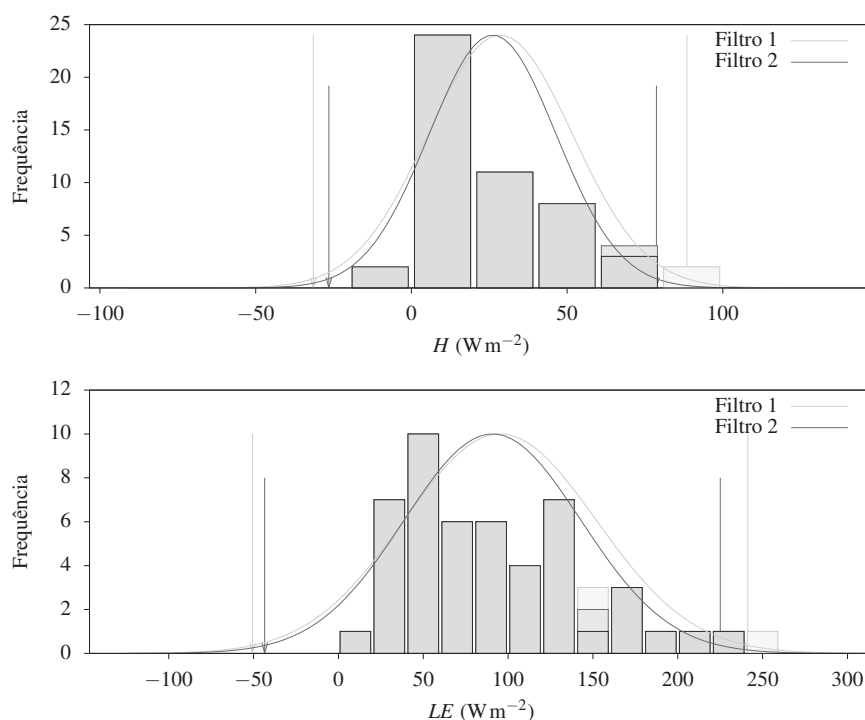


Figura 4.35: Histograma para o bloco de 30 minutos correspondente ao horário de 10:00 hs

O tratamento de *outliers* é uma questão ainda em aberto no processamento de dados micrometeorológicos e o estabelecimento de critérios empíricos tem sido uma saída muito versátil. O critério de determinação pelo desvio mediano se apresentou como um bom filtro para a limpeza da maioria dos *outliers*, eliminando poucos dados de fluxos que poderiam ser considerados bons ou razoáveis. Um resumo dos resultados pode ser visualizado na tabela 4.1. O resultado médio de eliminação de dados foi de 6,98%. Podemos observar ainda na tabela que os horários entre 18:30hs e 21:30hs foram os que apresentaram maior percentual de *outliers*. Este resultado corrobora os picos que foram observados nas nas figuras 4.17 e 4.18 após a rotação de coordenadas.

Tabela 4.1: Resultados da aplicação do filtro de *outliers*.

| Hora    | Dados Totais | 1°. Filtro  | 2°. Filtro  | <i>outliers</i> | % <i>outliers</i> |
|---------|--------------|-------------|-------------|-----------------|-------------------|
| 00:00hs | 51           | 50          | 46          | 5               | 9,80%             |
| 00:30hs | 51           | 50          | 48          | 3               | 5,88%             |
| 01:00hs | 51           | 49          | 49          | 2               | 3,92%             |
| 01:30hs | 51           | 48          | 46          | 5               | 9,80%             |
| 02:00hs | 51           | 50          | 50          | 1               | 1,96%             |
| 02:30hs | 51           | 50          | 49          | 2               | 3,92%             |
| 03:00hs | 51           | 50          | 50          | 1               | 1,96%             |
| 03:30hs | 51           | 48          | 48          | 3               | 5,88%             |
| 04:00hs | 51           | 49          | 49          | 2               | 3,92%             |
| 04:30hs | 51           | 47          | 47          | 4               | 7,84%             |
| 05:00hs | 51           | 49          | 49          | 2               | 3,92%             |
| 05:30hs | 51           | 50          | 49          | 2               | 3,92%             |
| 06:00hs | 51           | 51          | 50          | 1               | 1,96%             |
| 06:30hs | 51           | 49          | 46          | 5               | 9,80%             |
| 07:00hs | 51           | 50          | 50          | 1               | 1,96%             |
| 07:30hs | 51           | 50          | 46          | 5               | 9,80%             |
| 08:00hs | 51           | 50          | 49          | 2               | 3,92%             |
| 08:30hs | 51           | 51          | 46          | 5               | 9,80%             |
| 09:00hs | 51           | 49          | 48          | 3               | 5,88%             |
| 09:30hs | 51           | 50          | 49          | 2               | 3,92%             |
| 10:00hs | 51           | 49          | 48          | 3               | 5,88%             |
| 10:30hs | 51           | 50          | 50          | 1               | 1,96%             |
| 11:00hs | 51           | 49          | 47          | 4               | 7,84%             |
| 11:30hs | 51           | 48          | 47          | 4               | 7,84%             |
| 12:00hs | 51           | 48          | 47          | 4               | 7,84%             |
| 12:30hs | 51           | 51          | 51          | 0               | 0,00%             |
| 13:00hs | 51           | 49          | 49          | 2               | 3,92%             |
| 13:30hs | 51           | 50          | 50          | 1               | 1,96%             |
| 14:00hs | 51           | 48          | 48          | 3               | 5,88%             |
| 14:30hs | 51           | 48          | 48          | 3               | 5,88%             |
| 15:00hs | 52           | 51          | 49          | 3               | 5,77%             |
| 15:30hs | 52           | 50          | 50          | 2               | 3,85%             |
| 16:00hs | 52           | 49          | 49          | 3               | 5,77%             |
| 16:30hs | 52           | 50          | 48          | 4               | 7,69%             |
| 17:00hs | 52           | 49          | 49          | 3               | 5,77%             |
| 17:30hs | 52           | 51          | 50          | 2               | 3,85%             |
| 18:30hs | 52           | 48          | 43          | 9               | 17,31%            |
| 18:30hs | 51           | 47          | 45          | 6               | 11,76%            |
| 19:00hs | 51           | 48          | 40          | 11              | 21,57%            |
| 19:30hs | 51           | 49          | 46          | 5               | 9,80%             |
| 20:00hs | 52           | 49          | 42          | 10              | 19,23%            |
| 20:30hs | 52           | 49          | 48          | 4               | 7,69%             |
| 21:00hs | 52           | 49          | 45          | 7               | 13,46%            |
| 21:30hs | 52           | 49          | 48          | 4               | 7,69%             |
| 22:00hs | 52           | 51          | 48          | 4               | 7,69%             |
| 22:30hs | 52           | 50          | 49          | 3               | 5,77%             |
| 23:00hs | 52           | 49          | 47          | 5               | 9,62%             |
| 23:30hs | 52           | 50          | 46          | 6               | 11,54%            |
|         | <b>2463</b>  | <b>2368</b> | <b>2291</b> | <b>172</b>      | <b>6,98%</b>      |

## 4.5 ANÁLISE DO *FETCH* DE MEDIÇÃO

Uma análise criteriosa para entender a circulação dos ventos no local foi realizada sobre todo o histórico dos dados de medição (quase quatro anos) a fim de identificar comportamentos distintos por estação do ano e para dados diurnos e noturnos. A finalidade desta análise preliminar foi entender o padrão de circulação local e as sazonalidades existentes a fim de identificar os principais setores de incidência de vento e também eliminar possíveis influências devido ao efeito de esteira da estrutura da torre.

Após caracterizado o padrão de circulação sazonal do local de medição foi estabelecido uma análise específica sobre o período de dados de monitoramento. Foram analisados o padrão de circulação para o período analisando a rosa dos ventos, os histogramas dos fluxos para as direções do vento, os períodos horários de circulação e por fim a análise da área de contribuição (*footprint*). Por fim, foi estabelecido o critério para a seleção das direções do vento que vão representar o *fetch* de medição para as análises de similaridade.

### 4.5.1 Sazonalidade anual e padrão de circulação do ventos

A variação diária do vento tem a predominância de ventos de leste, principalmente durante o dia, com a maioria dos ventos de sul e sudoeste sendo registrados durante a noite. A sazonalidade entre as estações do ano indica que há dois comportamentos levemente distintos, um para o outono e inverno, e outro para o a primavera e verão, sendo o ciclo diurno o que distingue fortemente os dados. Os gráficos das rosas do vento separadas por estações do ano e em períodos diurnos e noturnos podem ser visualizados nos gráficos da figura 4.5.1 para outono e inverno e da figura 4.5.1 para primavera e verão.

O resultado mais importante desta análise foi a existência de um padrão de circulação diária, com ventos predominantemente de leste. Como visto na seção 4.1 esta direção é a que apresenta as condições de pista de vento mais favoráveis para atender a homogeneidade exigida

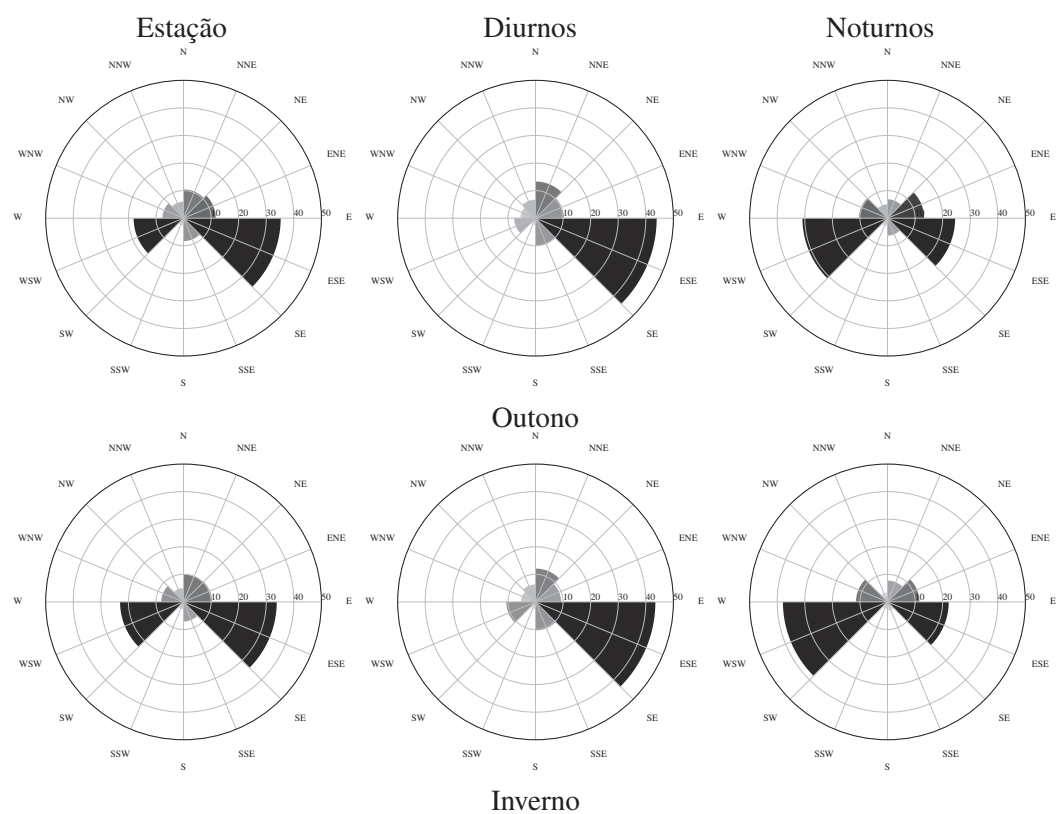


Figura 4.36: Rosa dos ventos para as estações outono e inverno (diurno–noturno).

pela TSMO indicando que, para o padrão de circulação local, o ponto de medição foi alocado na posição de melhor representatividade do *fetch* do lago.

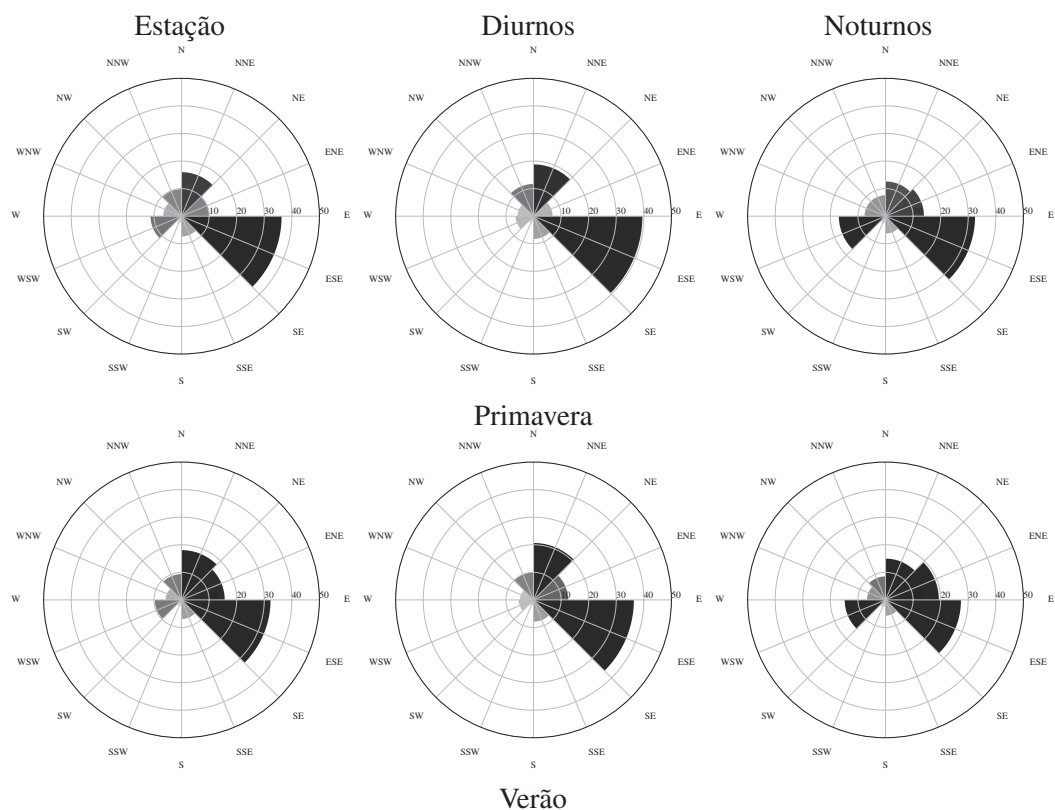


Figura 4.37: Rosa dos ventos para as estações primavera e verão (diurno–noturno).

#### 4.5.2 Padrão de circulação do ventos no período de medição

A rosa dos ventos para todo o período de estudo (diurnos e noturnos) pode ser visualizada na figura 4.38, comprovando a predominância de ventos de leste. Nesta figura SecI, SecII e SecIII definem setores de estudo que serão detalhados mais adiante. O período de estudos mostrou um comportamento bastante similar ao observado no histórico de medição. A tabela 4.2 mostra as estatísticas de frequência para todos os dados (diurnos e noturnos) durante os histórico de medição e para o período de estudo, mostrando a predominância do vento de leste.

As rosas dos ventos para todos os dados de medição mostram que na maioria dos casos as direções do vento são favoráveis às melhores pistas de medição. Note que a preponderância das direções E, NE e N ocorre durante o dia, o que significa que a maior parte dos fluxos medidos vem da melhor pista de vento e de condições de instabilidade atmosférica, que são essenciais para as análise da TSMO.



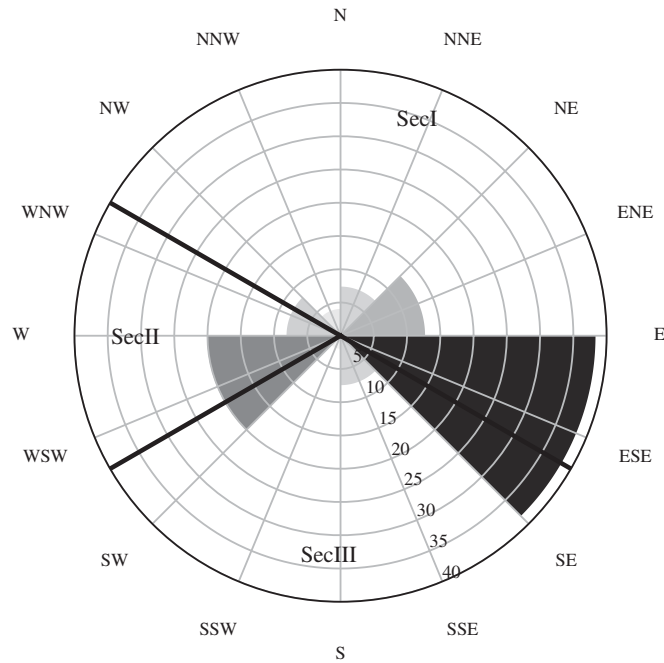


Figura 4.38: Rosa dos ventos para o período de estudo

Tabela 4.2: Frequência de ventos nas direções cardinais.

| Direção | Histórico de medição | Período de estudo |
|---------|----------------------|-------------------|
| E       | 34%                  | 38%               |
| NE      | 12%                  | 13%               |
| N       | 14%                  | 8%                |
| NO      | 8%                   | 4%                |
| O       | 7%                   | 8%                |
| SO      | 15%                  | 20%               |
| S       | 3%                   | 2%                |
| SE      | 7%                   | 7%                |

A figura 4.39 mostra um esquema do efeito dinâmico da torre na circulação dos ventos oriundos ao sul dos equipamentos de medição. O arraste aerodinâmico da torre na circulação local cria um efeito de esteira e propaga estas distorções para além do mastro onde estão localizados os sensores, ou seja, devido a possibilidade dos efeitos locais de circulação dos ventos serem influenciados pela estrutura da torre, ventos oriundo da direção sul numa amplitude de  $\pm 60^\circ$  foram descartados da análise, seguindo os mesmos critérios estabelecidos nos trabalhos de Cancelli et al. (2012) e de Bernardes (2008).

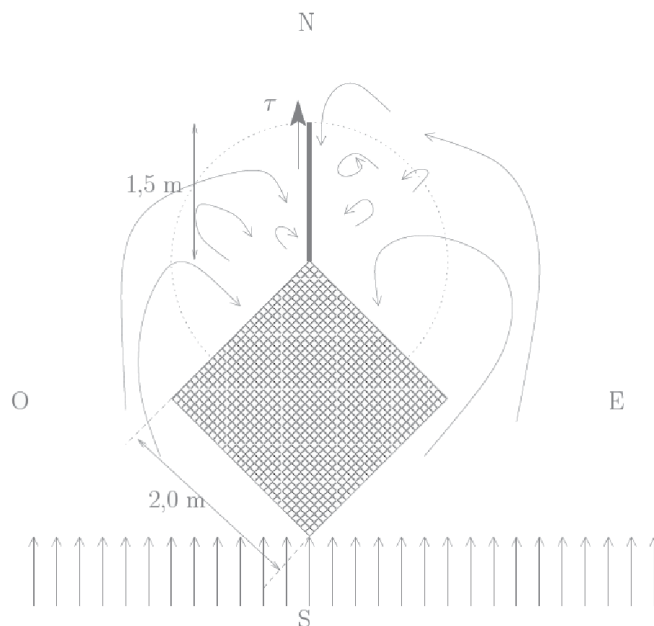


Figura 4.39: Esquema do efeito dinâmico da estrutura da torre na circulação local.

A grande dispersão dos dados em torno da relação 1:1 evidenciada na figura 1.1 mostra que para um longo período, mesmo quando olhamos as direções de vento que eliminam o efeito de esteira da torre sobre os fluxos, ainda temos alguns resultados que apresentam razões de Bowen inconsistentes.

O estudo sobre a influência da direção do vento evidencia que as razões de Bowen estão sendo influenciadas por outros fenômenos que não somente por efeitos locais de circulação ou efeitos dinâmicos da estrutura da torre, sendo necessário um estudo mais aprofundado separando as direções do vento em setores característico Para os casos em que os fluxos ainda se apresentam invertidos (razões de Bowen com o sinal trocado, por exemplo), foi realizada uma investigação mais aprofundada sobre os horários dos fluxos e a direção do vento, realizado na subseção 4.5.3.

#### 4.5.3 Rosa dos ventos em setores e histogramas de fluxo de calor

Como para superfícies líquidas a predominância da água faz com que a energia disponível na superfície seja utilizada principalmente para evaporação, os efeitos onde a razão de Bowen verifica valores inconsistentes podem ser mais influenciados pelos baixos valores de  $H$  se comparados aos valores de  $LE$ . Uma análise do comportamento ao longo do dia para as várias

direções do vento foi realizada analisando a rosa dos ventos e o histograma de fluxo de calor sensível, classificando setores de incidência e separando a análise em faixas de horários de medição. Foi definido um conjunto de horários separando cada faixa de 4 horas a fim de analisar os dados em períodos diurnos e noturnos, conforme tabela 4.3, bem como períodos do início da manhã e do final da tarde.

Tabela 4.3: Divisão de faixas de horários para as direções do vento.

| <b>Faixa</b> | <b>Horários</b>   |
|--------------|-------------------|
| faixa 1      | 00:00hs – 03:59hs |
| faixa 2      | 04:00hs – 07:59hs |
| faixa 3      | 08:00hs – 11:59hs |
| faixa 4      | 12:00hs – 15:59hs |
| faixa 5      | 16:00hs – 19:59hs |
| faixa 6      | 20:00hs – 23:59hs |

Foi considerado cada subsetor com uma amplitude de  $60^\circ$ , de modo que formam-se 6 subsetores no total. Além disso, os subsetores foram organizados em três setores de amplitude a fim de agrupar os dados com características semelhantes de *fetch* de medição. As direções de vento utilizadas para esta divisão são apresentadas na tabela 4.4.

Tabela 4.4: Divisão de setores de amplitude para as direções do vento.

| <b>Setor</b> | <b>Subsetor</b> | <b>Direções</b>   |
|--------------|-----------------|-------------------|
| SecI         | subsetor 1      | -30 a $30^\circ$  |
| SecI         | subsetor 2      | 30 a $90^\circ$   |
| SecI         | subsetor 3      | 90 a $150^\circ$  |
| SecII        | subsetor 4      | 150 a $210^\circ$ |
| SecIII       | subsetor 5      | 210 a $270^\circ$ |
| SecIII       | subsetor 6      | 270 a $330^\circ$ |

Os ventos da direção SecIII foram eliminados a fim de garantir a conformidade com estudos anteriores (CANCELLI et al., 2012; BERNARDES, 2008) e eliminar os possíveis efeitos da estrutura da torre na circulação local, conforme mostrado na Seção 4.1 e visualizado no esquema da figura 4.39. Os ventos de SecII são provenientes da direção onde o maior registro de

ocorrência é para períodos noturnos enquanto que para SecI são dados provenientes da melhor pista de medição e com maior registro de ocorrência em períodos diurnos, conforme figura 4.5.1.

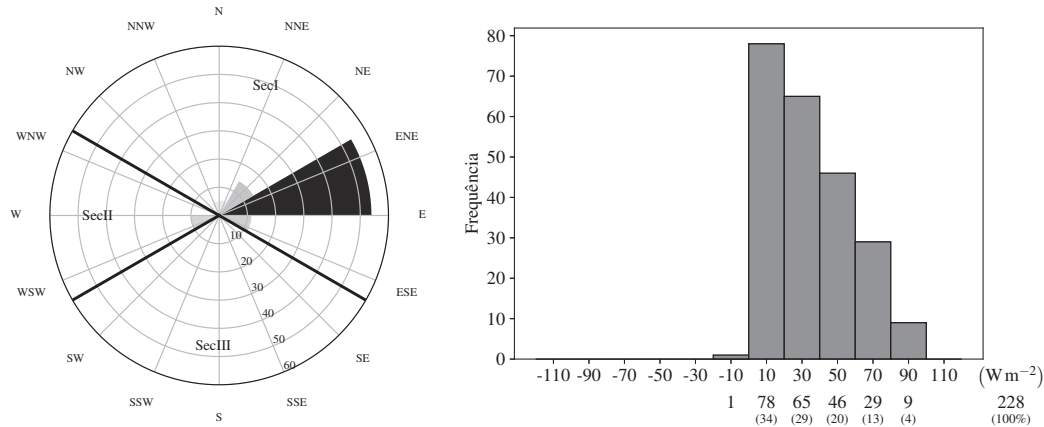


Figura 4.40: Rosa dos ventos SecI e SecII e histograma de  $H$  para 00:00hs-03:59hs

Analisando as situações com direções de vento para os subsetores 1, 2, 3 e 4 agrupados (setores SecI e SecII), separados pelas faixas de horário, os resultados podem ser visualizados nas figuras 4.40 a 4.45. Os histogramas apresentam na ordenada o registro de frequência de ocorrências e nas abscissas a faixa de fluxo  $H$ , o número de registros encontrados em cada faixa, e o percentual de cada faixa sobre o total.

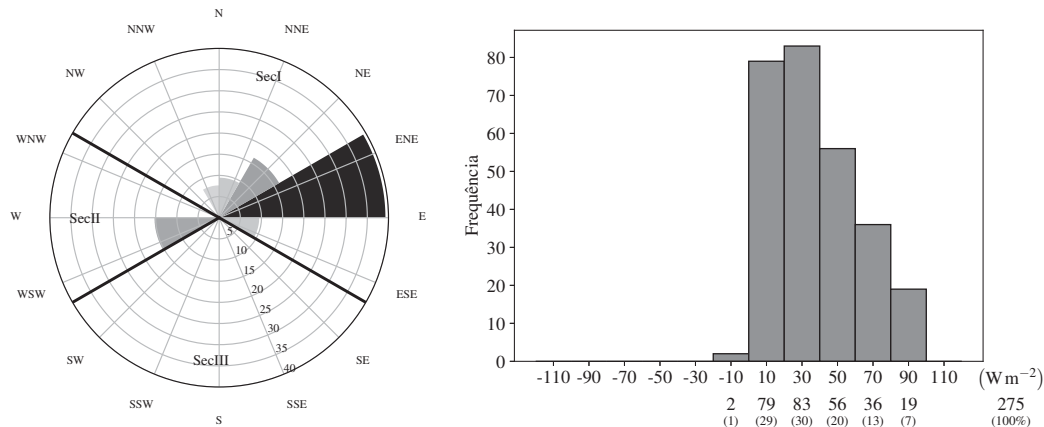


Figura 4.41: Rosa dos ventos SecI e SecII e histograma de  $H$  para 04:00hs-07:59hs

Os dados registraram mais eventos de fluxos de calor sensível com valores de maior intensidade em períodos noturnos do que em períodos diurnos. Foram eliminados os dados em

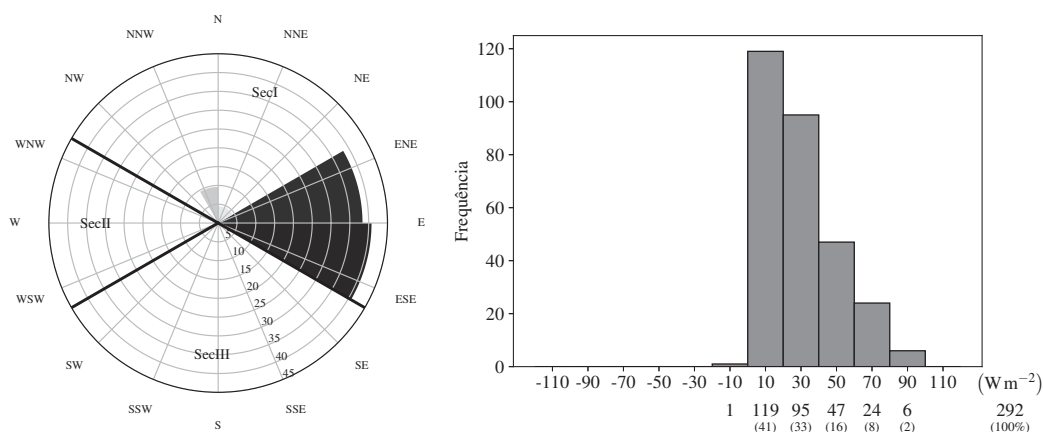


Figura 4.42: Rosa dos ventos SecI e SecII e histograma de  $H$  para 08:00hs-11:59hs

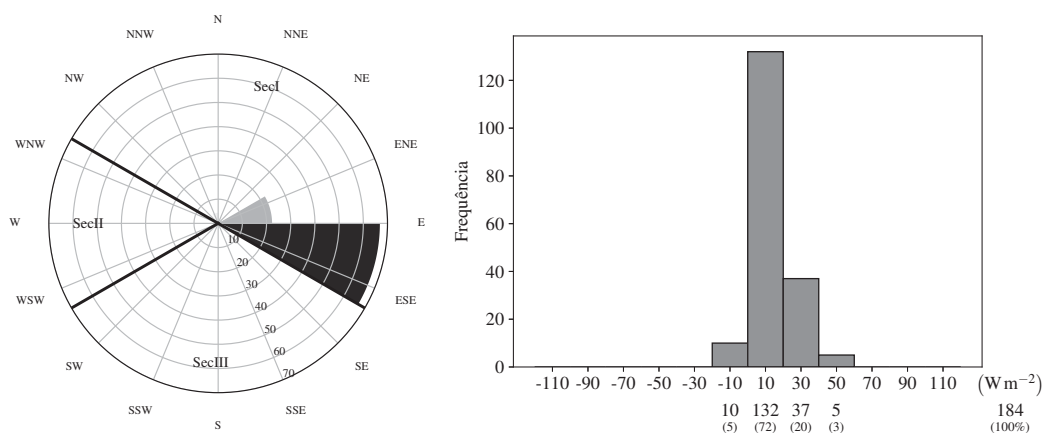


Figura 4.43: Rosa dos ventos SecI e SecII e histograma de  $H$  para 12:00hs-15:59hs

situação de estabilidade atmosférica, característicos de períodos noturnos onde o forçante de radiação solar é zero e, conseqüentemente, é fornecido menos energia para o balanço.

A baixa intensidade do fluxo de calor sensível em períodos diurnos pode estar associada ao fato de que a maior parte da energia disponível na superfície do lago durante o dia é utilizada para o aquecimento e evaporação da água, enquanto que a noite a própria energia armazenada na água é utilizada para evaporação, elevando o fluxo de calor sensível. Isto pode ser visualizado nas figuras 4.43 e 4.44 em que nos horários de maior intensidade de radiação solar os fluxos de calor registram valores muito baixos.

A alta intensidade do fluxo de calor sensível em períodos noturnos registrada nas figuras 4.40, 4.41 e 4.45 pode estar associada aos efeitos de transporte de fluxo de calor sensível da

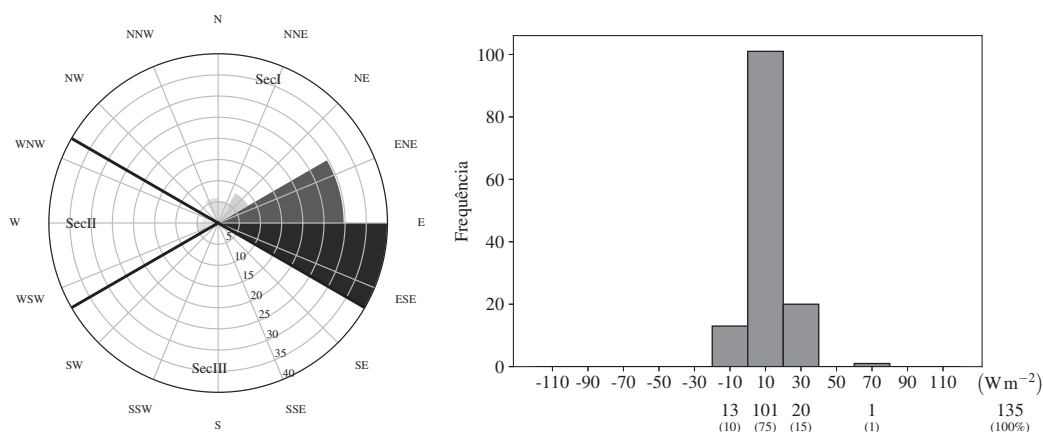


Figura 4.44: Rosa dos ventos SecI e SecII e histograma de  $H$  para 16:00hs-19:59hs

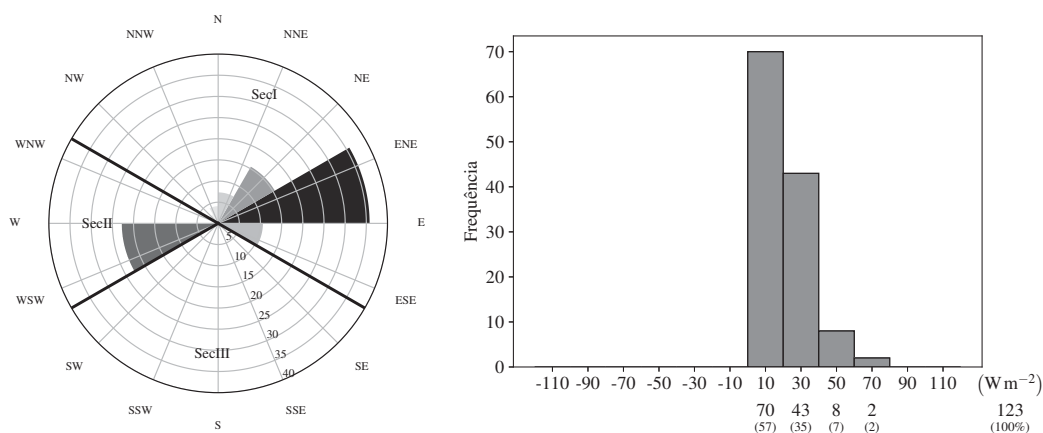


Figura 4.45: Rosa dos ventos para SecI e SecII e histograma de  $H$  para 20:00hs-23:59hs

superfície para o lago através dos efeitos de advecção ou aos efeitos de circulação de grandes vórtices entre a superfícies e a camada de entranhamento (topo da CLA).

A análise mais detalhada foi realizada sobre o setor SecI separadamente para os subsetores 1,2 e 3 e para o setor SecII correspondente ao subsetor 4, conforme tabela 4.4. Os resultados confirmam as análises acima.

#### 4.5.4 Estudo da superfície de contribuição dos fluxos (*footprint*)

Uma questão que deve-se tomar cuidado na análise do *footprint* sobre os resultados é que o *footprint* dos fluxos medidos por MCT se comporta diferente que o *footprint* para concentrações e estimativas de fluxo de calor e massa por gradiente (VESALA et al., 2008), e ainda que não

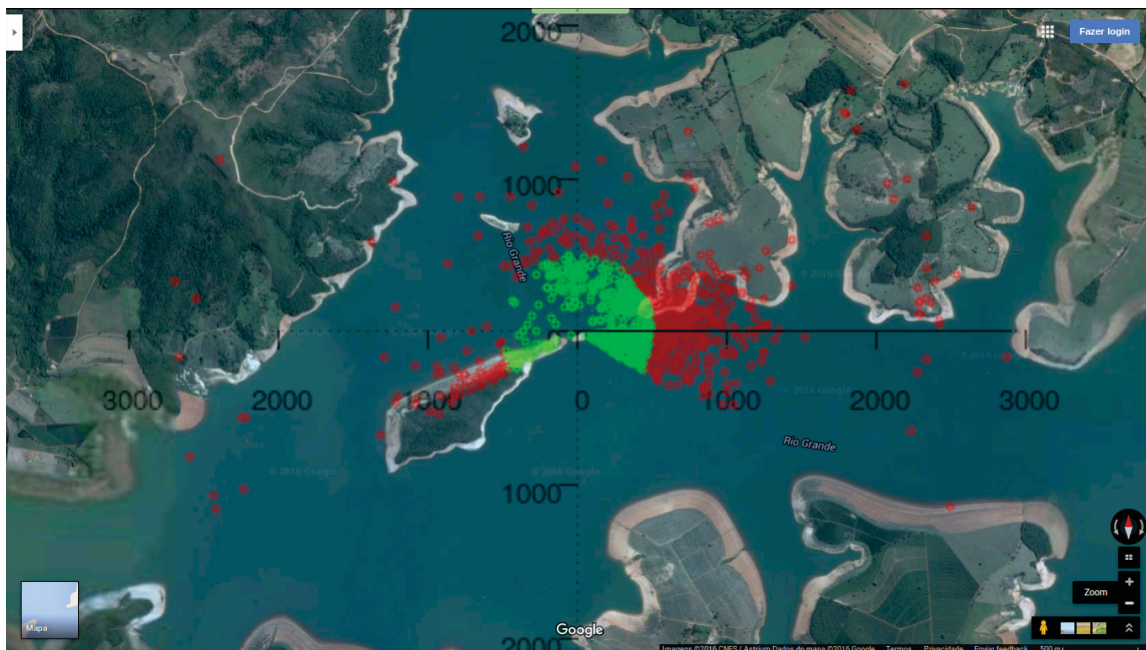
existem modelos analíticos de *footprint* parametrizados e testados para dados de razão de Bowen (HORST, 1999a). Seguindo o último autor, somente duas situações distintas podem levar as estimativas de *footprint* para as razões de Bowen: (a) que a razão  $H/LE$  seja constante para todo o *footprint* e (b)  $LE$  seja distribuído uniformemente sobre todo o *footprint*. Estas duas condições não podem ser verificadas por dados experimentais medidos em apenas um ponto, como é o caso dos dados de FURNAS.

Entretanto, é razoável esperar que o *footprint* associado a pequenas distâncias cobrirá somente a superfície do lago em torno da estação e estará associado a homogeneidade da superfície, e que as razões de Bowen para fluxo e para gradiente terão melhor concordância entre si. Isto ocorre, em geral, quando as duas condições acima são atendidas.

Outro fato apontado é que *footprints* para concentrações são maiores que *footprints* para fluxos (VESALA et al., 2008). Porém, quando os fluxos são calculados pelos gradientes de concentrações, a razão de Bowen gradiente, o *footprint* do fluxo pelo gradiente de concentrações tende a corresponder ao *footprint* do fluxo por MCT na altura média entre os níveis de medição de concentrações (HORST, 1999a). É importante salientar que segundo Horst (1999a), dada as características de medição dos dados deste estudo, o *footprint* esperado para  $Bo_g$  será sempre menor que para  $Bo_f$  calculado para a altura dos instrumentos de MCT, pois os sensores de medição para gradiente estão localizados no nível do lago e o outro na mesma altura dos sensores de medição dos fluxos pelo MCT.

Para este estudo foram utilizados os modelos de Hsieh e Chi (2000) e de Kljun et al. (2015) descritos na subseção 3.2.4 para o cálculo do *footprint* dos fluxos medidos pelo MCT na altura dos instrumentos de medição. Após obtidos os dados de *footprint* em cada direção do vento, antes do cálculo do espalhamento lateral para determinação da área de contribuição foi realizada a determinação da distância ( $x_f$ ) com relação ao ponto de emissão correspondente a 90% do fluxo integrado na direção do vento. O valor de 90% é utilizado pela comunidade científica como um limite referencial de validação da área de contribuição dos fluxos, pois a região integrada da equação (3.49) se estende até infinito. Esta é uma limitação dos modelos





Fonte: Google®Maps com imagens de satélite de 2014

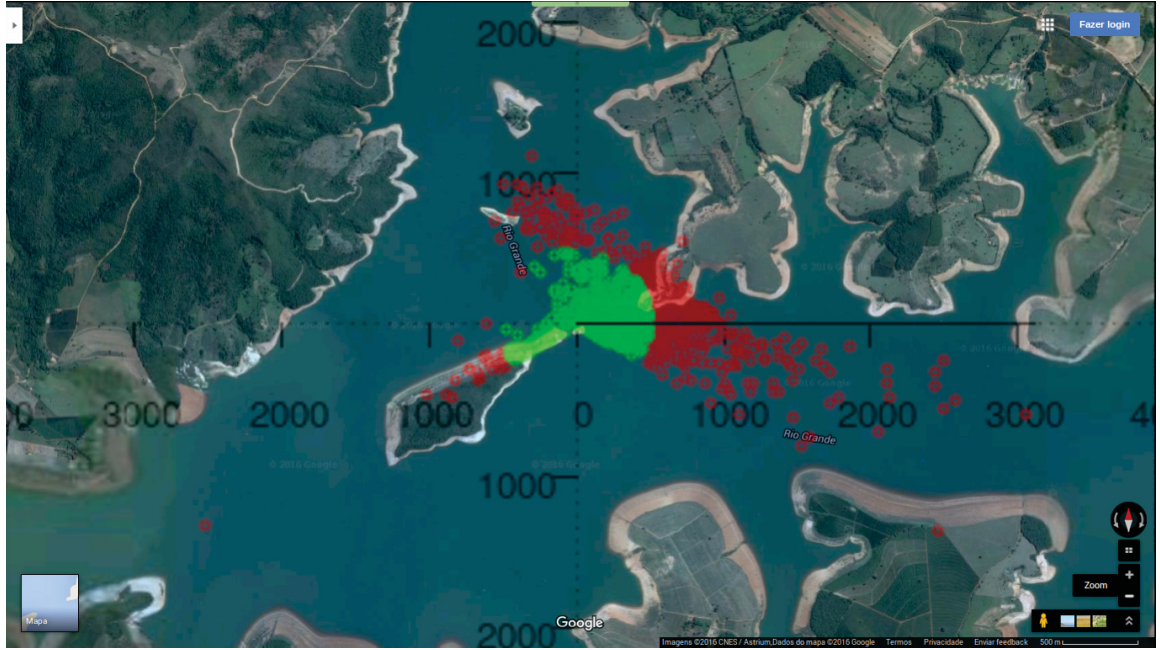
Figura 4.46: Distância  $x_f$  de *footprint* pelo modelo de Hsieh e Chi (2000).

analíticos (HSIEH; CHI, 2000; KLJUN et al., 2015). Com isto é possível aferir naquela direção qual é a distância representativa do fluxo, e se ela está sob a água ou sob terra.

As distâncias calculadas foram plotadas sobre imagens de satélite e podem ser visualizadas nas figuras 4.46 e 4.47, onde os pontos em verde correspondem a valores de  $x_f \leq 400$  m e os pontos em vermelho a valores de  $x_f > 400$  m. O valor de 400 m foi escolhido porque é a mínima distância entre a torre e a margem do lago representativa do *fetch* de medição.

Percebemos pelas figuras 4.46 e 4.47 que apesar de existirem diferenças entre os modelos, os dados comparativos de *footprint* não apresentam distinção qualitativa e os dois modelos acabam contando a mesma história, com alguns resultados de *footprint* indicando que os fluxos medidos são provenientes de porções de terra de ilhas e istmos próximos ao ponto de medição. Além disso, nas figuras, os pontos em verde correspondem ao fluxo medido por aquele dado com 90% (ou mais) de contribuição da superfície líquida. Com esta informação, foram selecionados apenas os pontos em verde para se avaliar agora, pela análise de *footprint*, apenas os pontos com  $x_f \leq 400$  m, que corresponderiam aos dados com melhor *fetch* e área de contribuição apenas da superfície do lago.





Fonte: Google®Maps com imagens de satélite de 2014

Figura 4.47: Distância  $x_f$  de *footprint* pelo modelo de Kljun et al. (2015).

Os gráficos na figura 4.48 mostram os comparativos de razão de Bowen para fluxos ( $Bo_f$ ) e para gradientes ( $Bo_g$ ) limitados ao *footprint* de  $x_f \leq 400$  m para os dois modelos, onde  $\tilde{m}$  e  $\tilde{s}_T$  são obtidos conforme descrito no apêndice A. Percebe-se claramente que os modelos analíticos de *footprint* não foram capazes de identificar a causa da não semelhança entre as razões de Bowen. A análise para  $x_f > 400$  m nos gráficos da figura 4.49 também não identificam somente os pontos com relação entre as razões de Bowen inconsistentes, com muitos pontos se aproximando da reta 1:1.

Como a análise de *footprint* pelos modelos analíticos não apresentou melhoras nos resultados comparativos da razão de Bowen (resultados mais próximos da relação 1:1), o *footprint* não foi utilizado como critério para o controle de qualidade dos dados neste trabalho.

Isto se deve ao fato das limitações que os modelos de *footprint* apresentam na sua concepção analítica (HSIEH; CHI, 2000; KLJUN et al., 2015). Os modelos de *footprint* têm como uma das hipóteses que a superfície de contribuição é homogênea: quando a superfície é descontinuada por porções de terra, efeitos locais de advecção e até a formação de uma camada

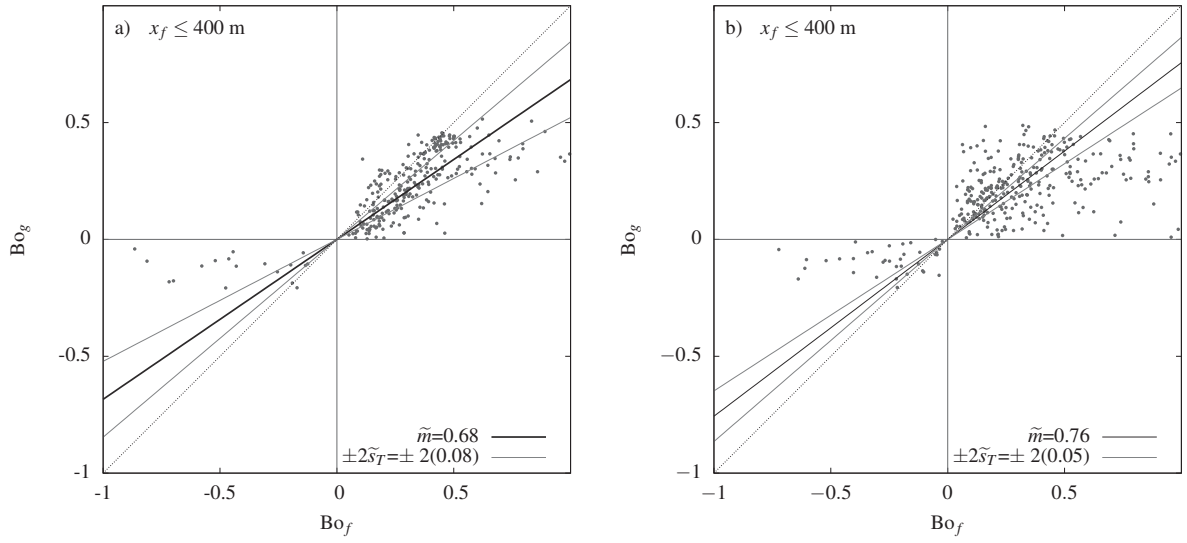


Figura 4.48: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para direções de vento com  $x_f \leq 400$  m pelo modelo de Hsieh e Chi (2000, esquerda) e Kljun et al. (2015, direita).

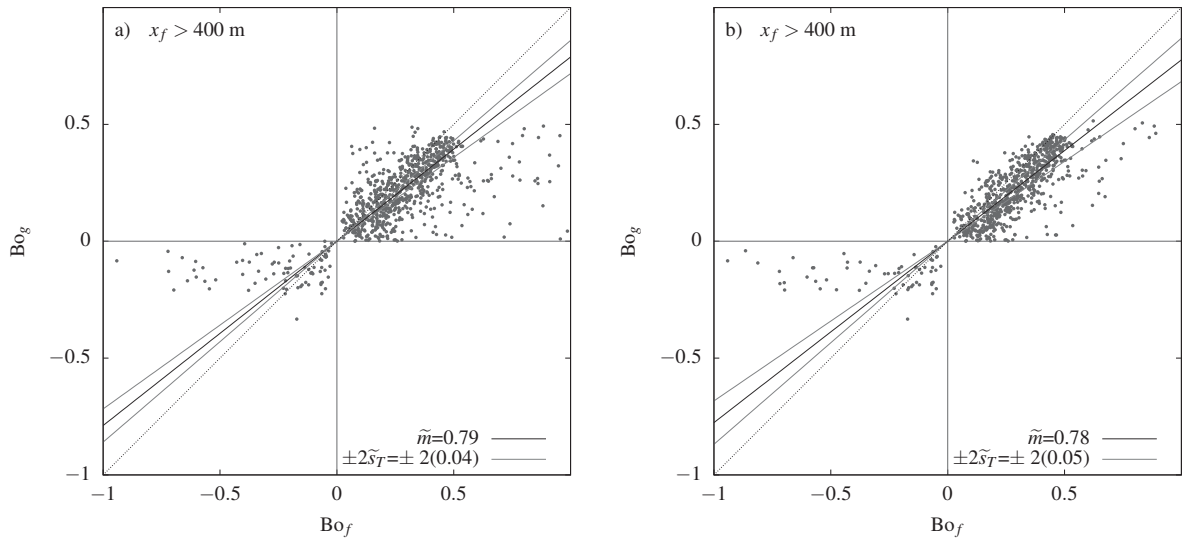


Figura 4.49: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para direções de vento com  $x_f > 400$  m pelo modelo de Hsieh e Chi (2000, esquerda) e Kljun et al. (2015, direita).

limite interna ao escoamento podem estar presentes, mas estes efeitos não podem ser percebidos pelos modelos simples utilizados neste trabalho.

Utilizar uma abordagem mais sofisticada levando-se em consideração a heterogeneidade da superfície através de modelos lagrangeanos, LES ou até mesmo modelos de fechamento pode produzir uma análise mais realista do *footprint* (VESALA et al., 2006, 2008), mas não é o escopo deste trabalho. No entanto, os resultados preliminares de *footprint* obtidos neste trabalho podem embasar pesquisas futuras.

#### 4.5.5 Definição do setor de estudo

Para este trabalho, evitando os efeitos de esteira da torre de medição (figura 4.39), foram eliminados os dados do setor SecIII, mesmo procedimento adotado nos trabalhos de Bernardes e Dias (2010), Dias et al. (2010) e Cancelli et al. (2012). Esta amplitude compreende os subsetores 5 e 6 definidos na tabela 4.4. Este ajuste dos dados foi realizado levando-se em consideração os efeitos de arrasto quando a circulação atmosférica passa pela estrutura da torre, ou seja, ventos que transportam os fluxos da direção sul para o norte.

Restaram os dados dos subsetores 1, 2, 3 e 4 da tabela 4.4 para a análise dos resultados. Para estes dados verificou-se uma melhora na correlação das razões de Bowen medidas por fluxo e por gradiente. Dentro dos subsetores ainda é possível olhar para as faixas de vento, considerando as melhores condições de *fetch*. O melhor *fetch* é para ventos vindos de leste (subsetor 1). Para outros dois subsetores de vento (subsetor 2 e subsetor 3) aumenta a possibilidade de influência da advecção da superfície em terra, visto que as pistas de vento são mais curtas (figura 4.4).

Para o setor SecII (ventos na direção oeste, subsetor 4 da tabela 4.4) os dados ocorrem em maior parte no período noturno e que os fluxos de  $H$  são de baixa intensidade (figura 4.51). É possível que estes fluxos também sejam contaminados pela advecção da porção de ilha muito próxima que fica a oeste-sudoeste da estação. No entanto, a maior parte dos destes dados são provenientes de situações de estabilidade atmosférica e, portanto, foram eliminados no filtro de

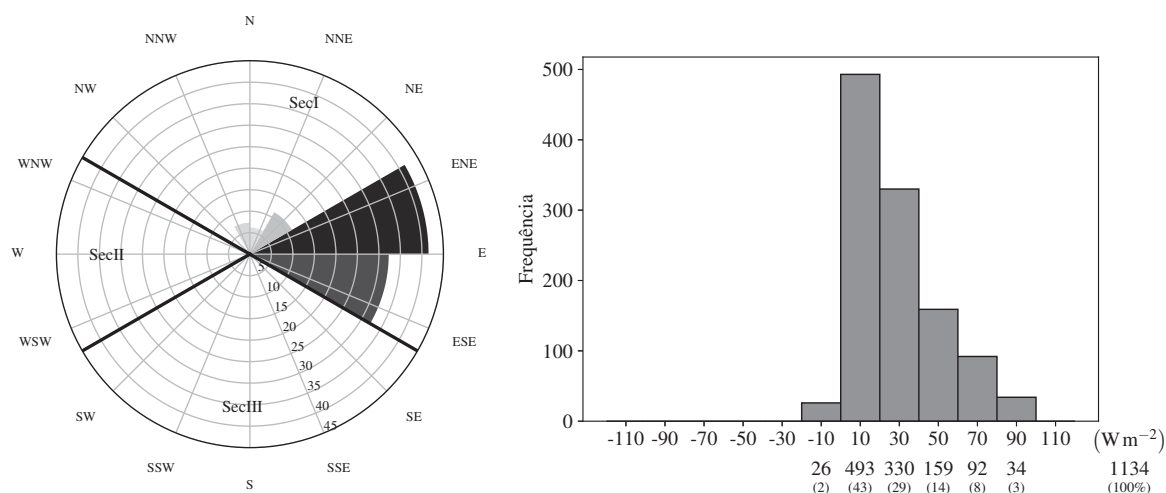


Figura 4.50: Rosa dos ventos SecI e Histograma de  $H$

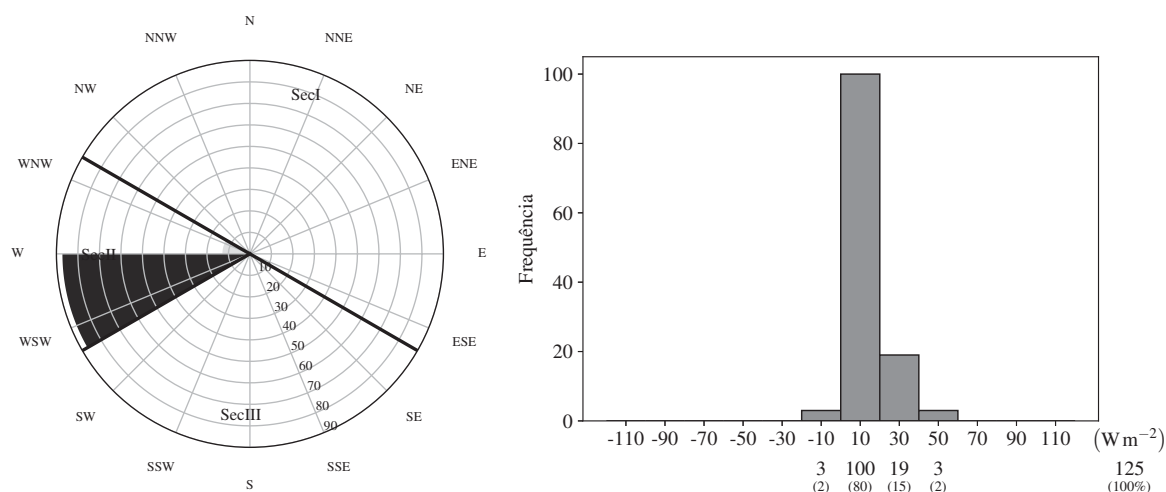


Figura 4.51: Rosa dos ventos SecII e Histograma de  $H$

dados, de modo que os dados remanescentes do setor SecII ainda permaneceram nas análises posteriores.

Para efeitos de *fetch* de medição, levando em consideração as análises dos setores de vento, concluímos que o vento que apresenta as melhores condições de pista para a análise dos fluxos superficiais é proveniente das amplitudes dos subsetores 1, 2, 3 e 4 (setores SecI na figura 4.50 e SecII representados na figura 4.51), e foram então utilizados para os estudos aprofundados deste trabalho.

#### 4.5.6 Verificação das razões de Bowen para os setores de vento

Após o estudo do *fetch* de medição, a análise das direções de vento comparativas ao fluxo de calor sensível realizadas na Subseção 4.5.3, a análise de *footprint* realizada na Subseção 4.5.4, e a definição do setor preferencial de ventos para estudo realizada na Subseção 4.5.5, foi analisado o comportamento das razões de Bowen para os setores de vento.

Os gráficos que mostram as razões de Bowen para fluxos *versus* gradiente para os subsetores de vento 1 e 2 podem ser visualizados nas figuras 4.52 (esquerda) e (direita) respectivamente, subsectores de vento 3 e 4 podem ser visualizados nas figuras 4.53 (esquerda) e (direita) respectivamente e os subsectores de vento 5 e 6 podem ser visualizados nas figuras 4.54 (esquerda) e (direita) respectivamente.

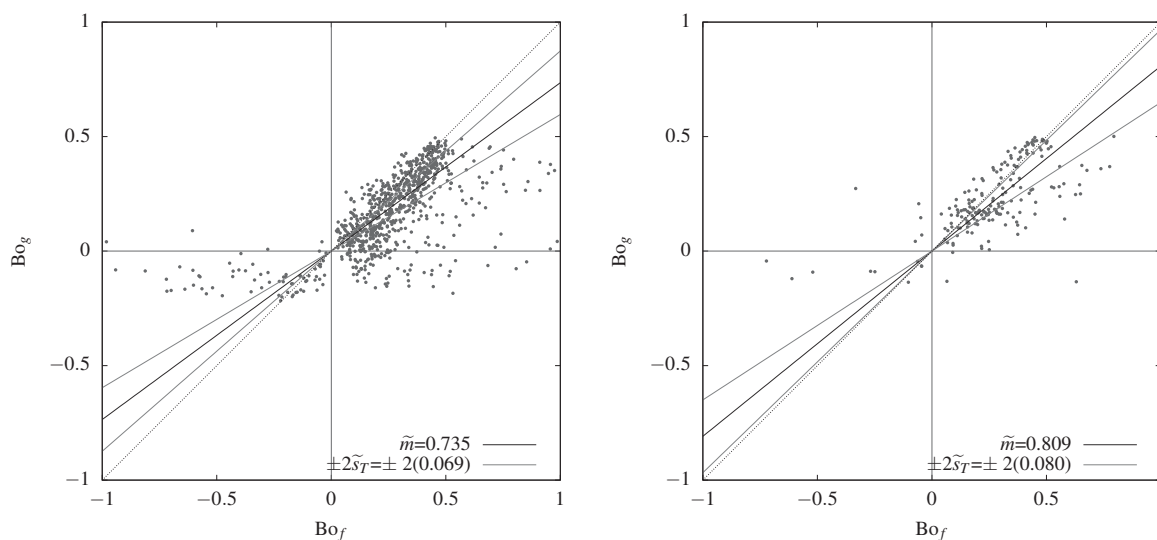


Figura 4.52: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para direções de vento nos subsectores 1 (esquerda) e 2 (direita).

O gráfico considerando todas as direções preferenciais de vento (SecI e SecII) pode ser visualizado na figura 4.55 (direita). É possível verificar que a distribuição dos pontos apresentou menor dispersão aparente em torno da relação 1:1 (se comparados com o mostrado inicialmente na figura 1.1 replicada aqui em 4.55 (esquerda) e que muitos valores bastante divergentes aparecem nas amplitudes de vento do setor SecIII., como pode ser visto na figura 4.54.

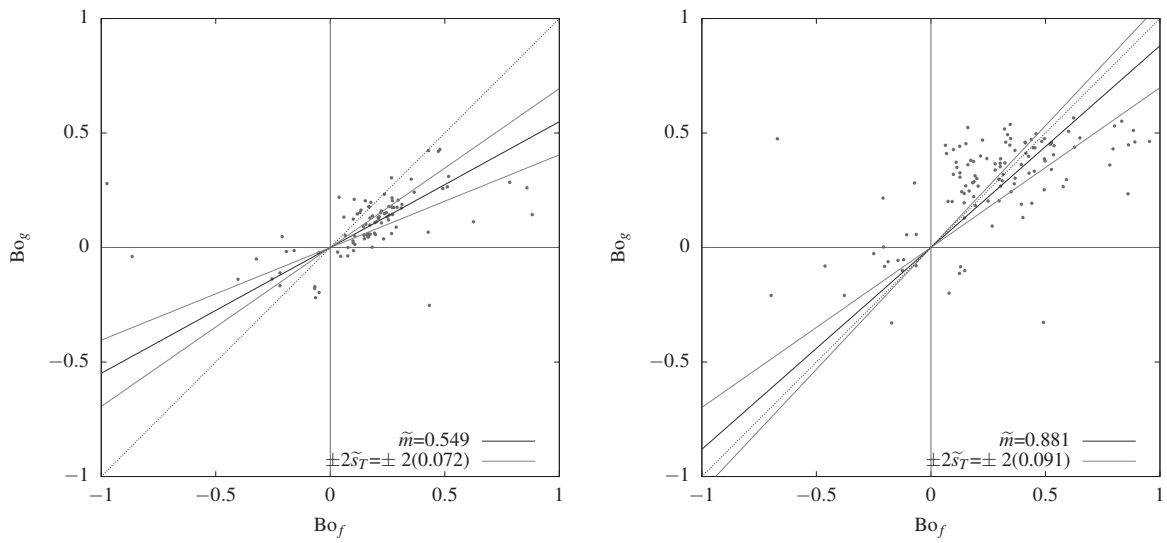


Figura 4.53: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para direções de vento nos subsetores 3 (esquerda) e 4 (direita).

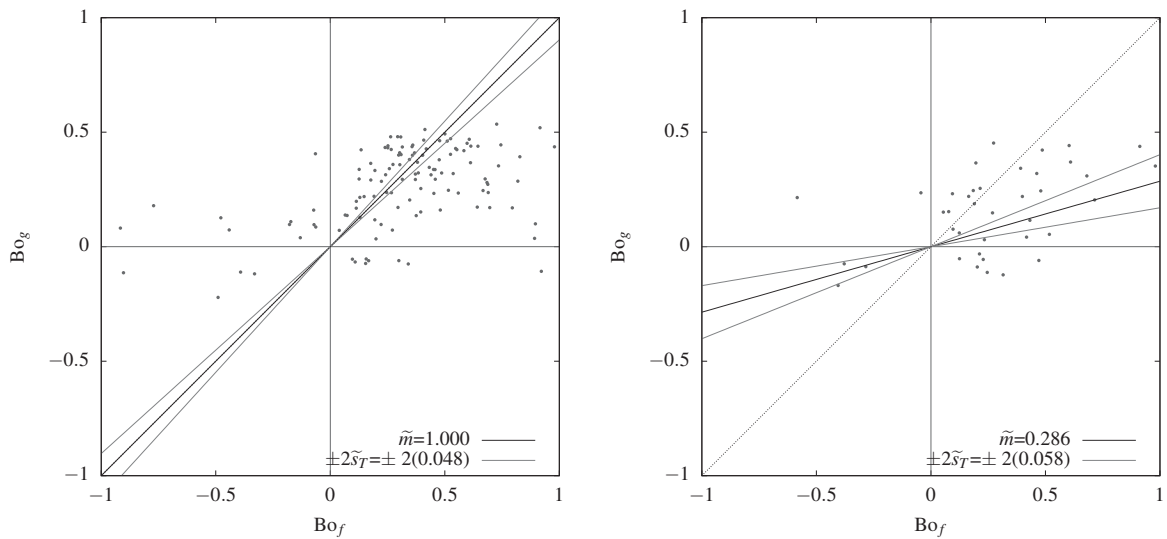
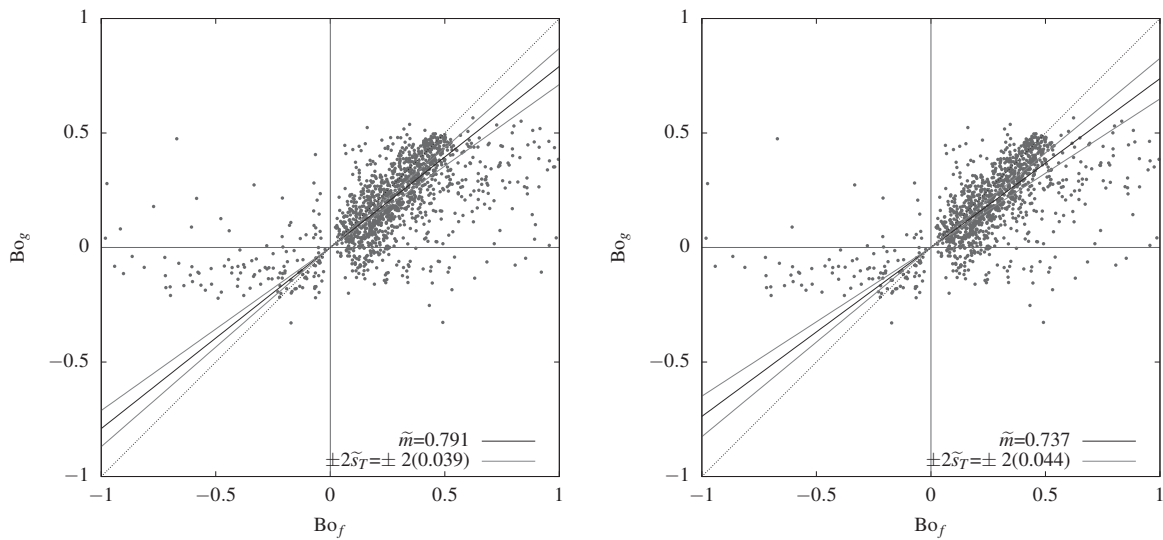


Figura 4.54: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para direções de vento nos subsetores 5 (esquerda) e 6 (direita).

Os gráficos indicam que há uma melhora no comportamento da relação entre as razões de Bowen, mas ainda assim com alguns resultados onde as razões de Bowen de fluxo e de gradiente permanecem muito diferentes. A análise dos gráficos detalhados para cada setor de vento mostram que as diferenças persistem até mesmo nos setores com a pista de vento orientada na direção mais favorável (subsetor 1), motivando as demais análises deste trabalho.



Nota: A linha pontilhada representa a relação 1:1, a linha preta representa a mediana ( $\tilde{m}$ ) e a linha cinza representa a dispersão em torno da mediana ( $\tilde{s}_T$ )

Figura 4.55: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para todos os setores (esquerda) e para os setores SecI (subsetores 1, 2 e 3) e SecII (subsetor 4) (direita)

#### 4.6 RESUMO DO PROCESSAMENTO DE DADOS

Na estação micrometeorológica instalada no reservatório de Furnas, em Minas Gerais, foram coletados e processados os dados (DIAS et al., 2008), e armazenadas as estatísticas médias de 2.463 blocos de 30min. entre as 15:00 do dia 22 de Julho de 2004 e as 20:00 do dia 11 de Setembro de 2004. A descrição dos sensores e do local de medição são bem detalhados na Seção 4.1 e também por Cancelli et al. (2012).

Os dados foram filtrados para selecionar a melhor pista de vento (DIAS et al., 2010) e eliminar os problemas de medição (VISSOTTO JR. et al., 2009). As flutuações de umidade foram corrigidas de acordo com a metodologia de Webb et al. (1980). Foi aplicado o controle de qualidade e utilizado o método para eliminação dos *outliers* proposto por Vissotto Jr. e Dias (2013).

Os dados passaram primeiramente por uma rotação 2D para alinhar o vetor de orientação do sistema com o vetor do vento para cada bloco de 30 min. Após, os fluxos e outras estatísticas

da turbulência foram corrigidos para o alinhamento e calculados pelo procedimento padrão, conforme seção 4.2.

Do total, 172 blocos foram eliminados da análise por conterem dados de fluxo de calor ou evaporação fisicamente inconsistentes. Este procedimento estatístico separou blocos para a mesma hora de medição e avaliou a mediana e o desvio mediano para classificar os dados.

Adicionalmente aos problemas com dados inconsistentes existe a possibilidade do comportamento da circulação atmosférica no local de medição ser fortemente influenciado pela estrutura física da torre. Como os sensores são montados em hastes muito próximos à torre, para evitar o efeito direto de esteira foram descartados 400 blocos cujo vento médio vem do setor com a direção centrada no Sul numa amplitude de  $\pm 60^\circ$ , esta mesma análise foi discutida e aplicada em Bernardes e Dias (2010) e Cancelli et al. (2012), este setor recebeu a denominação de “SecIII”.

Outros 402 blocos foram retirados da análise por apresentarem intensidades de fluxo muito baixos ( $< 5 \text{ Wm}^{-2}$ ), situações as quais estão muito próximas da precisão dos sensores e podem ter o fluxo influenciado por pequenos processos de advecção local.

Por fim, na análise tradicional, ainda foram eliminados os dados em condições atmosféricas estáveis, retirando da análise mais 230 blocos, restando 1259 blocos (52,33%) que passaram pelo processo de controle de qualidade indicado.

Nos dados restantes, ainda foi possível observar claramente a influência de efeitos de circulação local devido a advecção de ar das regiões de cobertura terrestre. Os efeitos foram vistos principalmente no período noturno, de ventos provenientes da direção noroeste, onde de acordo com a figura 4.4 existe uma pequena porção de terra (ilha) a 400m da torre. Estes efeitos foram verificados e identificados na figura 4.51.

Ventos associados ao setor SecII ocorrem em sua maior parte no período de 20:00hs a 24:00hs e estão associados a grandes valores de  $H$  medidos. Em períodos noturnos e sobre lagos, uma explicação possível para grandes valores negativos de  $H$  é a advecção de fluxos vindos



Tabela 4.5: Resumo do processamento do controle de qualidade sobre os dados

| Processamento                              | Dados        |
|--|--------------|
| Bolcos de 30 min.                          | 2.463        |
| - <i>Outliers</i>                          | 172          |
| - <i>Fetch</i> de vento                    | 400          |
| - Fluxos $< 5 \text{ W m}^{-2}$            | 402          |
| - Estabilidade Atmosférica ( $\zeta > 0$ ) | 230          |
| = <b>Total</b>                             | <b>1.259</b> |

de porções de terra no entorno. Pelas imagens de satélite da figura 4.2 e a caracterização do *fetch* de medição na figura 4.4 atribui-se estes valores à pequena ilha que precede a torre nos ventos vindos de noroeste. Mesmo apresentando características de advecção local, os resultados do SecII não foram qualitativamente diferentes dos demais. Realizando a análise de *footprint* para identificação das advecções de fluxos de terra, também não foi possível determinar para o conjunto de dados um parâmetro de *footprint* para o controle de qualidade dos dados, de modo que o SecII permaneceu nos dados para a análise de similaridade.

Foram obtidos 1.259 blocos (52,33%) consistentes e confiáveis, cada registro representando a média de trinta minutos das três direções da velocidade do vento —  $u$ ,  $v$  e  $w$  ( $\text{ms}^{-1}$ ), temperatura do ar dada pelo anemômetro sônico  $t_s$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e pelo termopar  $t_e$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), umidade específica pelo CS500  $q$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ), densidade de vapor pelo LI7500  $\rho_v$  ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ) e a temperatura na superfície da água  $T_0$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), bem como suas estatísticas micrometeorológicas, cálculo dos fluxos e das razões de Bowen. A tabela 4.5 mostra um resumo do processamento do controle de qualidade sobre os dados.

## 5 RESULTADOS DA SIMILARIDADE DE ESCALARES EM FURNAS

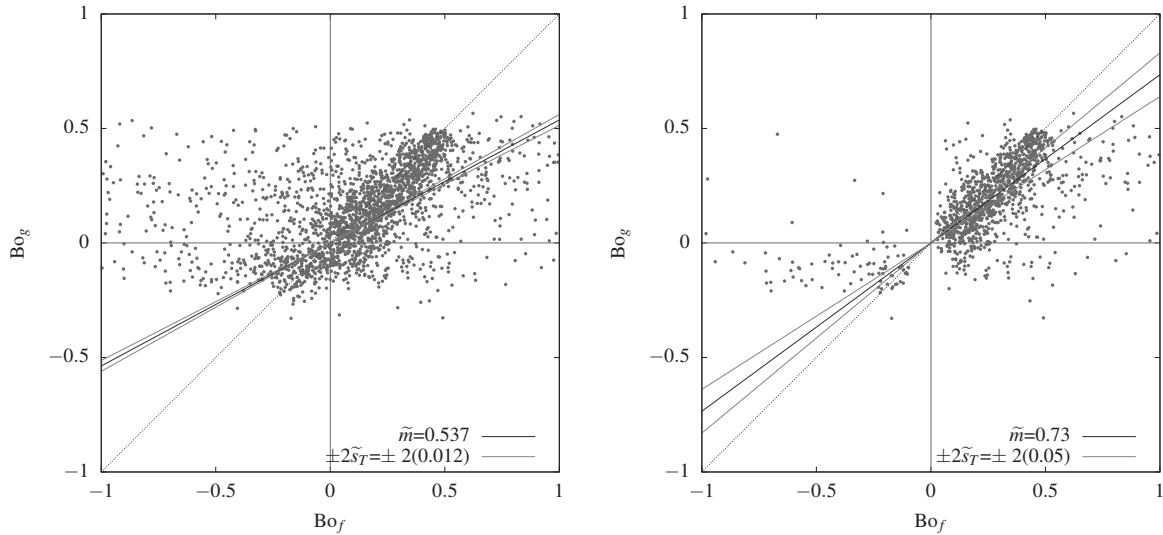
Neste capítulo são descritos os resultados alcançados nesta pesquisa em relação a similaridade do transporte de calor e umidade sobre o lago de Furnas, utilizando as análises descritas no capítulo 3 sobre os dados processados pelo controle de qualidade pelos procedimentos descritos no capítulo 4.

Quando os dados medidos se apresentam dentro de um patamar de turbulência que é definido como turbulência bem desenvolvida, onde os forçantes temperatura e umidade são determinantes dos fluxos turbulentos, a relação entre  $Bo_f$  e  $Bo_g$  é 1:1. Estas condições são características de períodos diurnos, com fluxos intensos em regime instável e direções predominantes do melhor *fetch* de medição, ou seja, das condições mais próximas das hipóteses da TSMO.

Pela característica de inércia térmica, o lago troca calor mais lentamente que a superfície terrestre. Quando os fluxos são baixos pode haver predominância de fluxo advectivo, interferindo na relação da razão de Bowen, e as condições da TSMO não são atendidas plenamente com os dados medidos.

A figura 5.1 apresenta novamente as figuras 3.1 replicadas. A figura 5.1 (esquerda) apresenta os resultados para razão de Bowen considerando todos os dados enquanto que a figura 5.1 (direita) apresenta os resultados da razão de Bowen para os dados após a aplicação do controle de qualidade. Para esta última medida, os dados de fluxos considerados *outliers* foram removidos da série por um processo empírico e utilizados os setores preferenciais de vento

(conforme visto no capítulo 4). Podemos perceber que os dados apresentam melhor similaridade entre as razões de Bowen quando os *outliers* foram removidos.



Nota: A linha pontilhada representa a relação 1:1, a linha preta representa a mediana ( $\tilde{m}$ ) e a linha cinza representa a dispersão em torno da mediana ( $\tilde{s}_T$ )

Figura 5.1: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para todo o período de dados (esquerda) e aplicando filtros (direita).

Apesar de uma melhora no aspecto geral do gráfico, não houve uma melhora significativa entre as razões de Bowen para a reta 1:1, fato este atribuído à não-similaridade entre temperatura e umidade. Buscando uma melhor interpretação das condições de turbulência que levam à dissimilaridade entre os escalares, ou seja, as condições de medição que não se enquadram dentro das hipóteses da TSMO, Cancelli et al. (2012) estabeleceram um novo critério adimensional (*surface flux number*, ou número de fluxo de superfície) capaz de identificar a dissimilaridade entre as variâncias e covariâncias de temperatura e umidade em dados de monitoramento micrometeorológico por MCT.

Aplicando o critério  $Sf_{\theta_q}$  proposto por Cancelli et al. (2012) observamos que a similaridade entre as razões de Bowen melhora (figura 5.2), porém o resultado ainda está longe daquele previsto pela TSMO. Uma das causas desta diferença está no fato de que o  $Sf_{\theta_q}$  representa um fluxo de superfície médio para temperatura e umidade. Mesmo considerando o critério de Cancelli et al. (2012), existem muitos resultados com baixos valores para os números de fluxo de

superfície para apenas um dos escalares (temperatura ou umidade), sendo os valores pequenos de um escalar compensados pelos valores altos do outro.

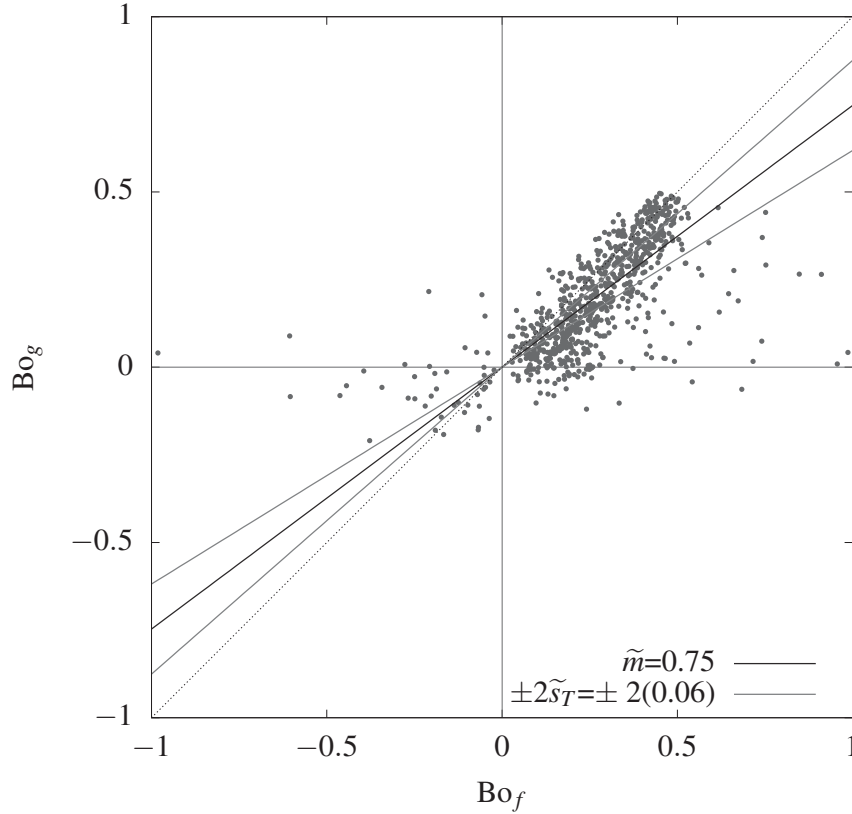


Figura 5.2: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para condições de  $Sf_{\theta_q} > 950$  em SecI e SecII

Mesmo assim, se o número de fluxo  $Sf_{\theta_q}$  é um parâmetro verificador da similaridade, podemos retomar a análise do *footprint*. Avaliando na figura 5.3 os gráficos para os modelos analíticos de *footprint* com área de contribuição exclusivamente por superfícies líquidas ( $x_f > 400$  m no caso de FURNAS), percebemos que mesmo com o *footprint* adequado e condições de similaridade garantidas, não se observa a relação de 1:1 entre as razões de Bowen. Além disso, a condição de *footprint* restringe a um número muito reduzido de dados. Existem claramente valores de *footprint* com  $x_f > 400$  m e que mesmo assim têm a sua área de contribuição sobre a superfície do lago. Devido as limitações impostas aos modelos analíticos de *footprint*, sua aplicação para os dados de FURNAS não explica totalmente as diferenças entre as razões de

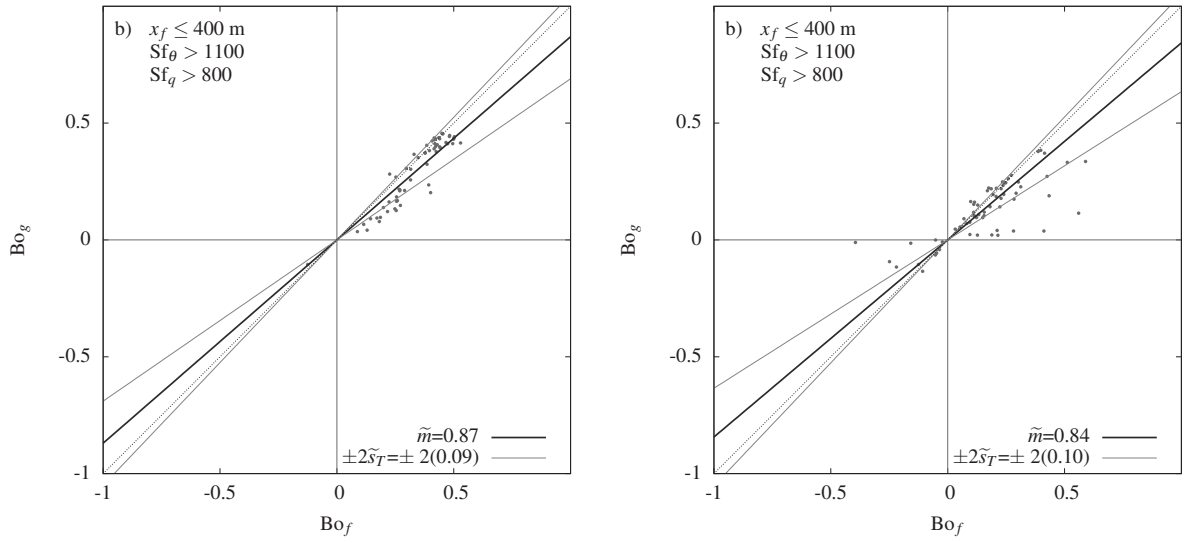


Figura 5.3: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para direções de vento com  $x_f \leq 400$  m e  $Sf_{\theta q} > 950$  pelo modelo de Hsieh e Chi (2000, esquerda) e Kljun et al. (2015, direita).

Bowen. Como os modelos podem restringir muito a quantidade de dados disponíveis para análise, sua aplicação foi descartada para as análises posteriores de similaridade.

Como existem números de fluxos  $Sf_{\theta q}$  com baixos valores para os números de fluxo de superfície para apenas um dos escalares, nestas situações pode ocorrer um erro na estimativa da similaridade. A estratégia melhor a ser adotada é a de aplicar os critérios de Cancelli et al. (2012) para os números de fluxo de superfície individualmente para cada escalar (temperatura e umidade), ou seja, considerar a faixa em que o número de fluxo de superfície para temperatura e para a umidade serão suficientemente grandes, e comparar os resultados. Neste caso, estamos fazendo a consideração de que apenas os valores ideais para ambos os números de fluxo de superfície servem como uma verificação da validade de TSMO. No entanto, números de fluxo de superfície altos não necessariamente conduzem a fluxos elevados, ou seja, ainda existem alguns resultados que não atendem plenamente a TSMO.

Como visto as condições de análise estudadas para identificar a similaridade (TSMO) não são capazes de explicar todo o transporte de fluxos turbulentos que são medidos na torre. Mesmo levando em consideração as modernas definições de *fetch* de medição introduzidas pelos modelos

de *footprint* (HSIEH; KATUL, 1997; KLJUN et al., 2015), a análise comparativa entre os métodos de fluxo-gradiente e fluxo por covariâncias turbulentas (HORST, 1999b) e difusividade entre escalares (HORST et al., 1997), existe a necessidade de estudos mais aprofundados nos fenômenos de transporte turbulento. Esta seção estudará algumas abordagens na análise de similaridade.

## 5.1 O NÚMERO DE FLUXO DE SUPERFÍCIE

Segundo pressuposto pela TSMO, a razão de Bowen para gradiente  $Bo_g$  – equação (1.5), deve ser igual a razão de Bowen para fluxo  $Bo_f$  – equação (1.4), isto se considerarmos que os escalares são similares. Uma implicação para a razão de Bowen para gradiente é a igualdade das difusividades. Como visto na seção 5.3, as difusividades não são totalmente similares. A aplicação dos números de fluxo de superfície de maneira independentes para a definição da similaridade é uma estratégia melhor de ser adotada que utilizar o número de fluxo de superfície composto sugerido por Cancelli et al. (2012) (ver Subseção 3.2.5).

Devido à grande importância que esta igualdade tem na aplicação de modelos para o cálculo da evaporação em lagos, é muito importante olhar com atenção para os índices de similaridade, a fim de identificar as possíveis causas da não concordância entre as razões de Bowen encontradas (figura 5.4).

A figura 5.4 mostra todos os resultados para as direções de vento nos setores SecI e SecII. A figura consiste em uma grade de  $3 \times 3$ , contendo 9 gráficos (identificados de (a) até (i) no canto superior esquerdo) que são plotados para as faixas de  $Sf_\theta$  e  $Sf_q$  propostas por Cancelli et al. (2012). Em cada gráfico são calculadas a mediana por  $\tilde{m}$  de todas as inclinações  $m$  (definida por  $Bo_g = \tilde{m} Bo_f$ ) e as incertezas da estimativa da mediana  $\tilde{s}_T$ . Detalhes desta estatística foram descritas no apêndice A.

Para as figuras, alguns poucos pontos que apresentavam desigualdade de sinais para  $Bo_g$  e  $Bo_f$  foram retirados da análise, e a mediana calculada sobre as inclinações dos pontos restantes. A mediana das inclinações foi utilizada aqui de maneira semelhante ao estudo de

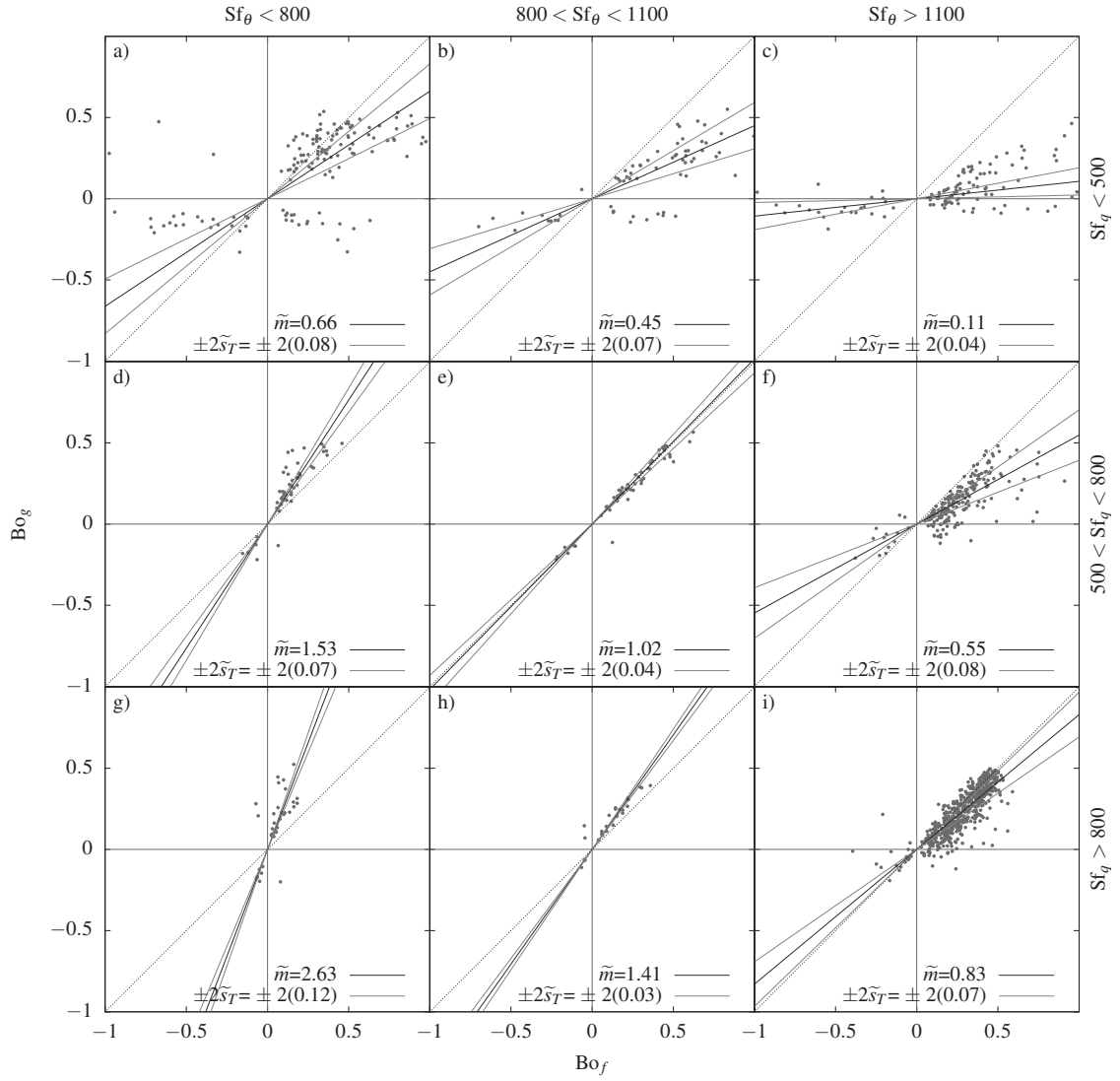


Figura 5.4: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para faixas de  $Sf_\theta$  e de  $Sf_q$  em SecI e SecII

Kamgar-Parsi et al. (1989). Foi adotada por ser um método simples para a estimativa da média e totalmente não paramétrico, pois a análise não é influenciada pela definição do eixo dependente e independente (apêndice A). Isto significa que a mediana adotando  $y = f(x) = \tilde{m}x$  é igual a mediana adotando  $x = f(y) = y/\tilde{m}$ , o que não ocorre para o método de mínimos quadrados, também muito utilizado. O método com a mediana se mostra extremamente robusto também a *outliers*, conforme visto na seção 4.4. O resultado da “curva de regressão” demonstrado pela reta com a linha preta na figura 5.4 é forçada pela origem.

Mesmo aplicando a mesma metodologia para a estimativa do valor médio da amostra, Kamgar-Parsi et al. (1989) não utilizaram um procedimento para a estimativa da incerteza da inclinação  $\tilde{m}$ . Neste trabalho adotou-se o desenvolvimento de Salesky et al. (2012) demonstrado com detalhes no apêndice A, e ilustrado nos gráficos da figura 5.4 pelas linhas cinzas como  $\pm 2\tilde{s}_T$ , onde  $\tilde{s}_T$  representa uma estimativa de MSE de  $\tilde{m}$ .

É possível observar claramente que apenas nas sub-figuras (e) e (i) temos uma concordância um pouco maior da declividade  $\tilde{m}$  com a relação 1:1 entre  $Bo_f$  e  $Bo_g$ . Isto induz que  $Bo_g$  pode efetivamente ser substituído por  $Bo_f$  na condição de similaridade da TSMO somente em duas condições distintas:

- quando o forçante de fluxo (número de fluxo de superfície) é moderado entre os escalares (figura 5.4-e); ou
- em (i) quando a forçante de fluxo é bem desenvolvido para os dois escalares (figura 5.4-i).

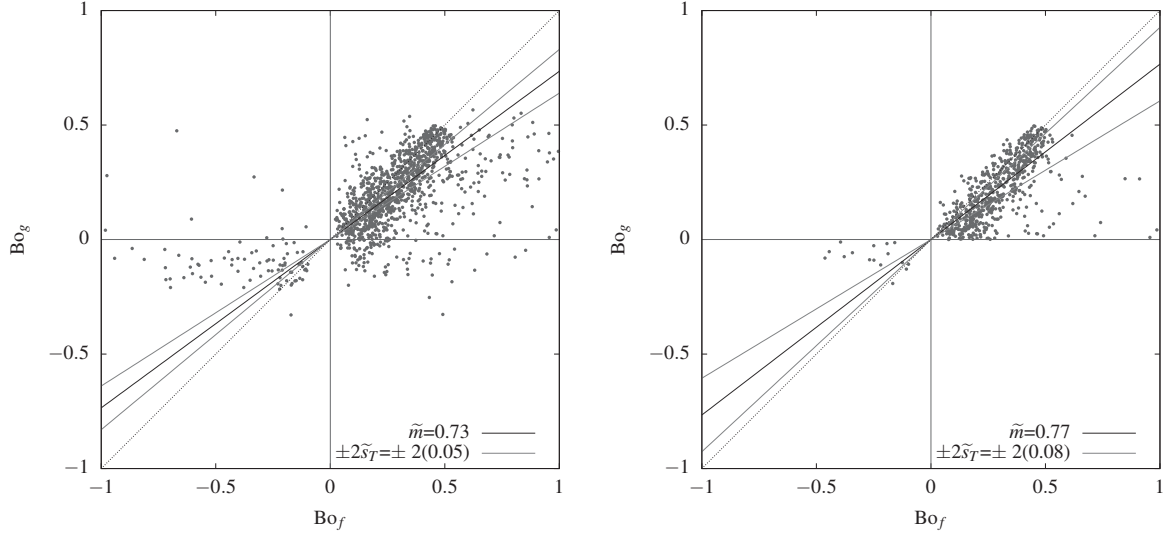
Além disso na análise dos resultados da figura 5.4 vemos que há uma tendência de decaimento da relação  $\tilde{m}$  com o incremento do número de fluxo de superfície  $Sf_\theta$  e, vice-versa, um incremento de  $\tilde{m}$  com o incremento de  $Sf_q$ . Este resultado não é surpreendente, pois facilmente podemos demonstrar a relação  $Sf_q / Sf_\theta = (\nu_\theta / \nu_q) Bo_g / Bo_f$ .

Este resultado em parte contradiz que o número de fluxo de superfície  $Sf_{\theta q}$  pode ser utilizado sozinho como um preditor da TSMO e garantir a validade da similaridade entre os escalares, resultados encontrados para o conjunto de dados de Cancelli et al. (2012). A conclusão parcial deles pode estar relacionada justamente ao conjunto de dados limitados com que trabalharam os seus resultados.

Neste trabalho, com um conjunto de dados significativamente maior, é possível concluir claramente que apenas quando ambos os valores de  $Sf_\theta$  e  $Sf_q$  são grandes o suficiente é que temos a condição de similaridade entre os escalares garantida, como demonstrado na figura 5.4-i. Para tornar o resultado conclusivo, a figura 5.5 (esquerda) mostra todos os resultados de razão de Bowen aplicando os filtros e na figura 5.5 (direita) a razão de Bowen para os quais a condição



de  $Sf_{\theta q} > 950$  é atendida. Mesmo atendendo a condição de número de fluxo de superfície determinada por Cancelli et al. (2012)  $Sf_{\theta q} > 950$  não garante a condição  $Bo_g \approx Bo_f$ .



Nota: A linha pontilhada representa a relação 1:1, a linha preta representa a mediana ( $\tilde{m}$ ) e a linha cinza representa a dispersão em torno da mediana ( $\tilde{s}_T$ )

Figura 5.5: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para todo o período de dados aplicando filtros (esquerda) e para dados com  $Sf_{\theta q} > 950$  (direita).

Entretanto, valores moderados de  $Sf_\theta$  e  $Sf_q$  podem conduzir a igualdade  $Bo_g \approx Bo_f$  mesmo quando não há equilíbrio clássico entre produção por gradiente e a dissipação molecular do escalar pela a variância, conforme temos na figura 5.4-e, outro resultado que contradiz a afirmativa de Cancelli et al. (2012) que o equilíbrio entre produção por gradiente e dissipação por variância é uma condição para a similaridade. Isto pode ser melhor observado com o método da variância.

Analisando a relação entre  $Sf_\theta$  e  $Sf_q$ , segundo Cancelli et al. (2012), estabelecendo a razão entre (3.65) e (3.64) e desenvolvendo:

$$\frac{Sf_q}{Sf_\theta} = \frac{\overline{w'q'} v_\theta \Delta \bar{\theta}}{\overline{w'\theta'} v_q \Delta \bar{q}}, \quad (5.1)$$

Seguindo as definições de Lang et al. (1983) nas equações (1.4) e (1.5), pode-se estabelecer a razão entre  $Bo_f$  e  $Bo_g$  e desenvolver:

$$\frac{Bo_g}{Bo_f} \approx \frac{c_p \Delta \bar{\theta} L \overline{w'q'}}{L \Delta \bar{q} c_p \overline{w'\theta'}}. \quad (5.2)$$

Unindo as equações (5.1) e (5.2) ficamos com:

$$\frac{Sf_q}{Sf_\theta} = \frac{v_\theta}{v_q} \frac{Bo_g}{Bo_f}. \quad (5.3)$$

Em Cancelli et al. (2012) temos a definição de  $v_\theta$  e  $v_q$  ( $m^2 s^{-1}$ ) de modo que:

$$v_\theta = 0.000019, \quad (5.4)$$

$$v_q = 0.0000282, \quad (5.5)$$

$$r_v = \frac{v_\theta}{v_q} = 0.673758865, \quad (5.6)$$

$$\frac{1}{r_v} = 1.484210527. \quad (5.7)$$

Supondo que a relação  $Bo_f = Bo_g$  é válida, os dados de razão de Bowen terão melhor correlação para quando  $Sf_q = r_v Sf_\theta$ .

O gráfico da figura 5.5 (esquerda) mostra a relação entre  $Bo_f$  e  $Bo_g$  para todos os dados, enquanto o gráfico da figura 5.5 (direita) mostra a mesma relação utilizando como parâmetro de filtro dos dados  $Sf_{\theta q} > 950$ . Fica evidente por estes gráficos que existe uma forte dependência da igualdade entre as razões de Bowen (similaridade) com o número de fluxo de superfície. O gráfico da figura 5.6 mostra a mesma relação só que agora para  $Sf_\theta = (1 \pm 20\%)(1/r_v) Sf_q$ .

Vemos pelo gráfico que a similaridade dos escalares corrobora a relação entre  $Sf_\theta$  e  $Sf_q$  estabelecida na equação (5.3), o que reforça também as evidências mostradas de que tanto  $Sf_\theta$  quanto  $Sf_q$  devem ser número de fluxos suficientemente grandes para garantir a similaridade.

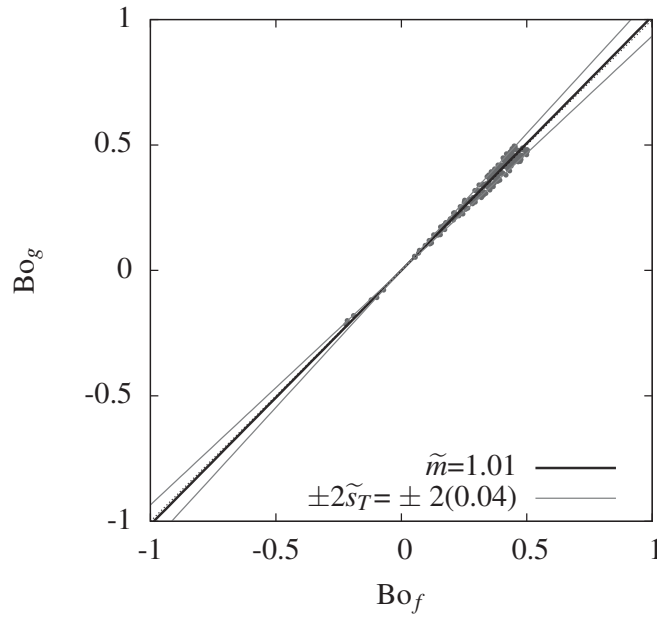


Figura 5.6: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para dados com  $Sf_{\theta} = (1 \pm 20\%)(1/r_v) Sf_q$ .

## 5.2 SEPARAÇÃO DO *FETCH* DE MEDIÇÃO PARA O SETOR COM MELHOR PISTA DE VENTO

O subsetor 1 é o que representa o melhor *fetch* de medição, compreende a maior parte dos dados e uma amplitude de direções de vento de  $60^\circ$  em torno do eixo leste, pegando a maior extensão de lago até a margem possível (ver Subseção 4.5.5). Fazendo uma análise específica do número de fluxo de superfície  $Sf_{\theta q}$  para esta situação de vento, percebemos que as condições de similaridade para as razões de Bowen são um pouco melhores (figura 5.7 se comparados com a figura 5.2), devido ao fato que a restrição da pista de vento é também uma maior imposição à TSMO.

Analizando os mesmos dados para os números de fluxo de superfície individualmente para cada escalar, observamos que as razões de Bowen apresentam uma similaridade ainda maior apenas no subsetor 1 (figura 5.8 se comparada com a figura 5.4), contribuindo para a dedução de que apenas os valores ideais para ambos os números de fluxos é que pode ser considerado como uma verificação da validade de TSMO.

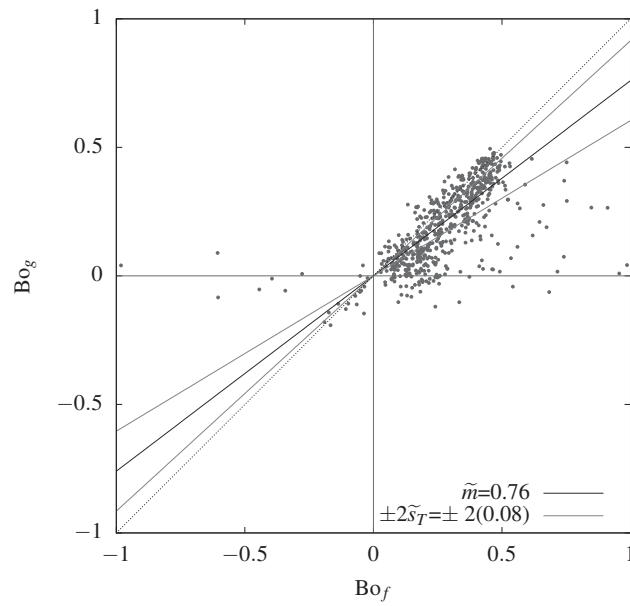


Figura 5.7: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para condições de  $Sf_{\theta_q} > 950$  no subsetor 1

A mesma análise também foi realizada para os demais subsetores de amplitude de vento (2–6). Conclui-se que o subsetor 1 é o que apresenta a melhor aproximação entre as razões de Bowen e a reta 1:1, mas que não distingui-se qualitativamente dos demais subsetores. No entanto, mesmo em condições “ideais” segundo a TSMO, a similaridade não é totalmente verificada, exigindo outras análises.

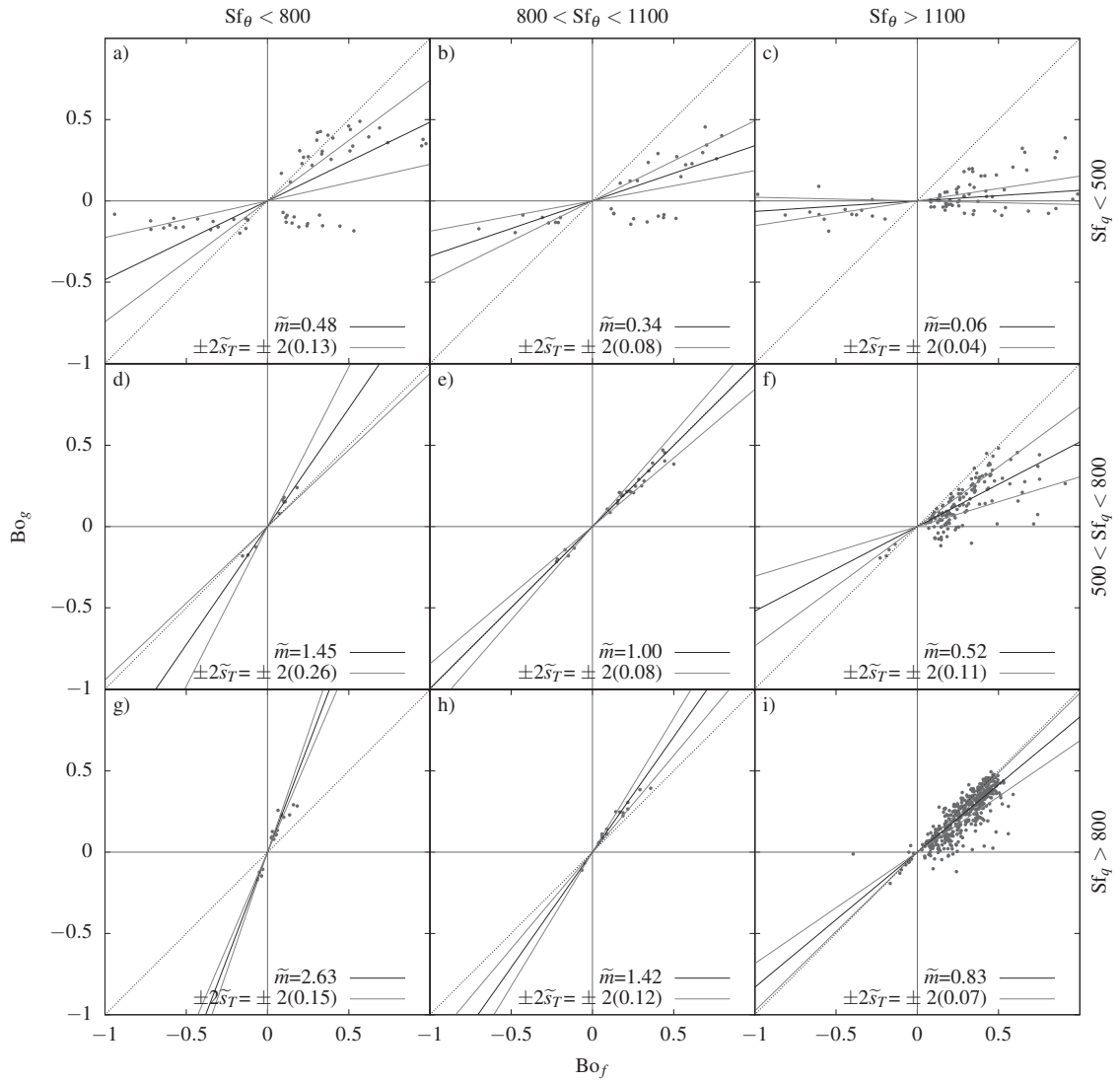


Figura 5.8: Razão de Bowen medida por fluxos *versus* razão de Bowen estimada por gradientes para faixas de  $Sf_\theta$  e de  $Sf_q$  e direções de vento no subsetor 1

### 5.3 COEFICIENTE DE DIFUSIVIDADE TURBULENTA

Uma outra abordagem para explicar a não similaridade entre as razões de Bowen é observar a relação  $K_H$  e  $K_E$ . Usando as equações (3.5) e (3.6), isolando  $K_H$  e  $K_E$  respectivamente, e juntamente com as equações (1.5) e (1.4) é possível estabelecer a relação:

$$\frac{K_H}{K_E} = \frac{Bo_f}{Bo_g}. \quad (5.8)$$

Segundo a TSMO, uma condição suficiente para garantir a similaridade é que  $K_H = K_E$  (VERMA et al., 1978). Esta suposição tem importantes aplicações nas ciências atmosféricas, hidrologia, ecologia e muitas outras disciplinas (STULL, 1988). Por exemplo, a difusividade turbulenta para calor e vapor de água são usualmente supostas como iguais para aplicações em modelos numéricos. Também é uma suposição muito importante ao derivar a equação de Penman para a evaporação (BRUTSAERT, 1982).

No entanto, estudos conduzidos por Lang et al. (1983) e McNaughton e Laubach (1998), por exemplo, demonstraram que  $K_H = K_E$  somente para algumas condições muito específicas e que, em geral, para as condições encontradas nestes estudos sobre superfícies vegetadas, a relação de  $K_H/K_E \approx 0.88$  em média. Recentemente Huang et al. (2009) determinaram através de modelagem com LES uma relação de  $K_H/K_E$  variando entre 0.8 e 0.9 para uma superfície também vegetada e heterogênea.

Neste trabalho, os dados apontaram para uma relação de  $K_H/K_E \approx 1.18$  para os critérios de números de fluxo de superfície para ambos os escalares, visto pela figura 5.9 e comprovado pela figura 5.10. Os resultados devem ser analisados com cuidado, pois os coeficientes de difusividade turbulenta dependem dos gradientes de seus escalares correspondentes e os números de fluxos de superfície também, logo, associado a grandes forçantes de fluxo estarão também associados números de fluxos grandes.

Um resultado interessante foi a relação  $K_H/K_E \approx 1$  para condições de número de fluxos de superfícies considerados médios (também verificado por Cancelli et al. (2012)), evidenciado também na relação entre as razões de Bowen de gradiente e de fluxo. Estes resultados indicam que há uma superestimativa de  $H$  medido por MCT, o que reforça a suposição de que o fluxo de calor sensível está sendo contaminado pelo fluxo advectado das superfícies de terra próximas.

Horst et al. (1997) atribuem a diferença entre  $K_H$  e  $K_E$  a uma compreensão física de que a flutuabilidade pode agir diferentemente para as parcelas de ar no transporte de calor e de umidade. No entanto, esta é uma condição válida somente se as parcelas de ar forem ao menos parcialmente distintas para calor e para umidade, ou seja, se forem dissimilares. Como

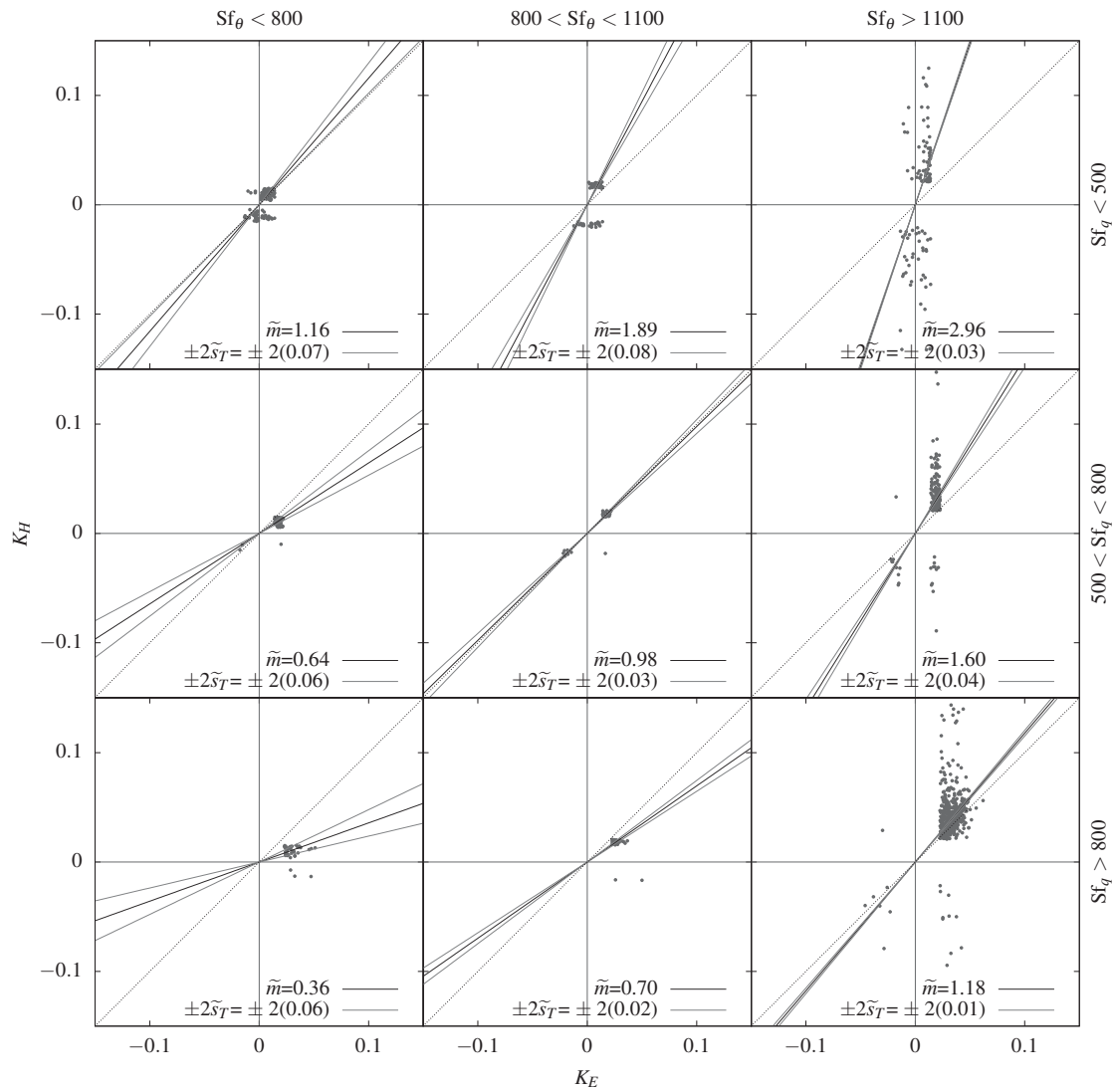


Figura 5.9: Coeficiente de difusividade turbulenta para calor *versus* coeficiente de difusividade turbulenta para umidade para faixas de  $Sf_\theta$  e  $Sf_q$  e direções do vento em SecI

em geral não é possível separar distintamente as parcelas que transportam calor e umidade (TSMO), torna-se uma condição não aceitável. Portanto, para avaliar os efeitos das diferenças de flutuação sobre os coeficientes  $K_H$  e  $K_E$  é necessário olhar para outros índices de similaridade envolvendo as correlações de flutuação dos escalares. A análise da variância e do coeficiente de correlação entre as flutuações de temperatura e umidade  $r_{\theta q}$  ganha importância neste cenário e complementam a análise de similaridade tratada nas próximas seções.

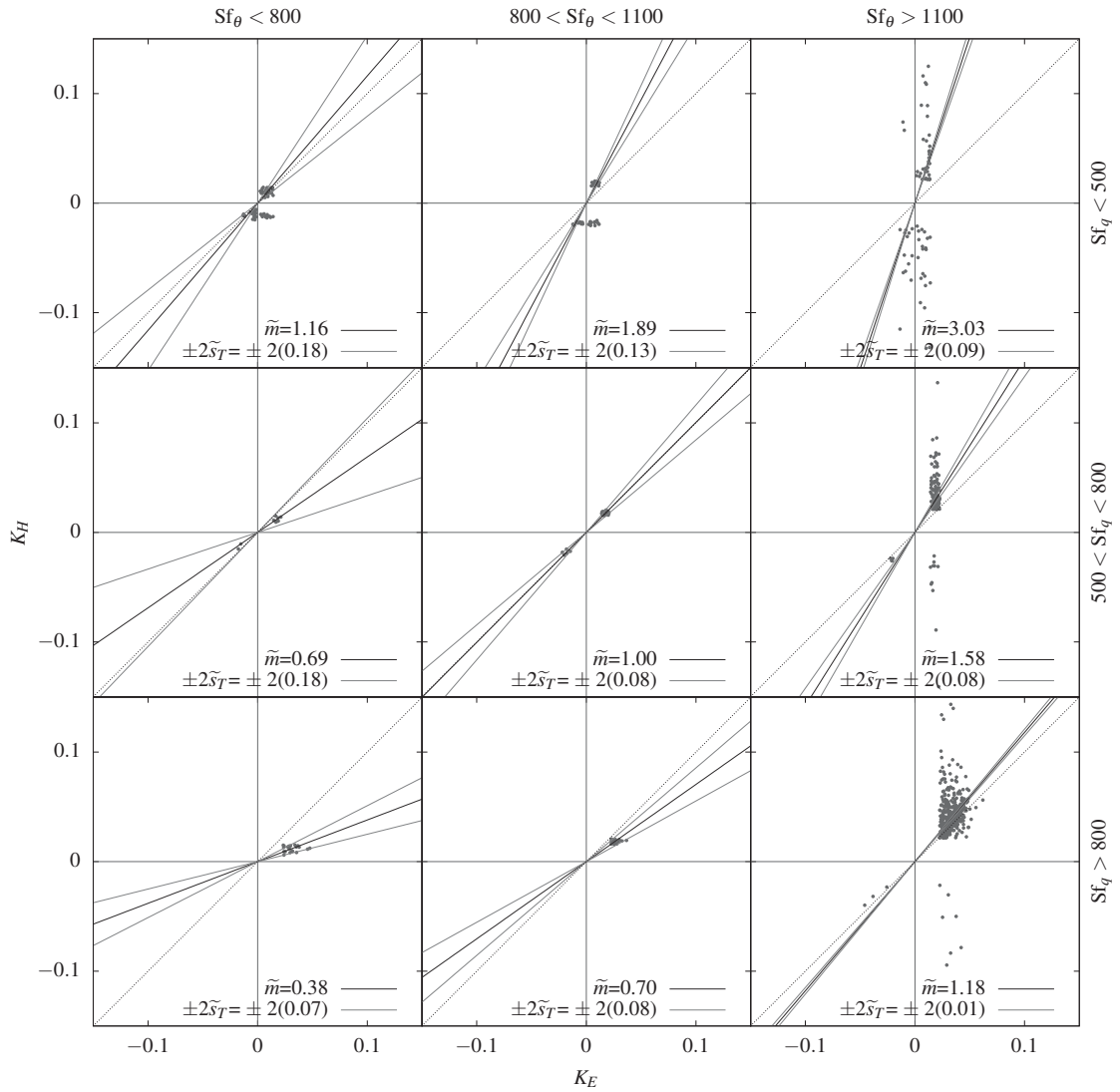


Figura 5.10: Coeficiente de difusividade turbulenta para calor *versus* coeficiente de difusividade turbulenta para umidade para faixas de Sf<sub>θ</sub> e Sf<sub>q</sub> e direções de vento no subsetor 1.

#### 5.4 O MÉTODO DA VARIÂNCIA

Outro método bastante utilizado para a análise da similaridade entre os fluxos é o método da variância descrito na Subseção 3.2.6, e da mesma maneira pode ser utilizado para verificar as condições de similaridade entre os escalares e, conseqüentemente, as razões de Bowen. Estudando a forma adimensionalizada, obtemos o desvio-padrão adimensional, que consiste em:

$$\phi_a = \frac{\sigma}{a_*}, \quad (5.9)$$



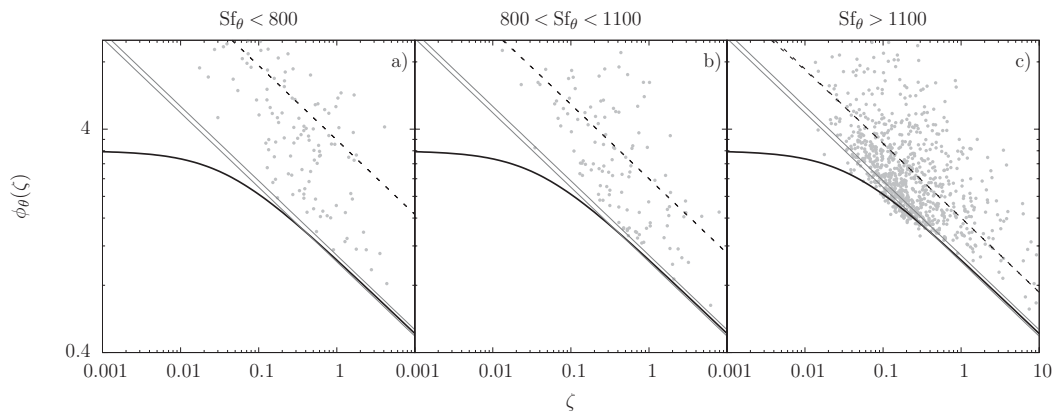
onde  $\phi_a$  é o desvio-padrão adimensional,  $\sigma_a$  o desvio-padrão e  $a_*$  a escala turbulenta, ambos para o escalar  $a$ .

Na literatura, as funções de desvio-padrão adimensional são relacionadas com a estabilidade atmosférica e podem ser expressas sob as seguintes equações:

$$\phi_a(\zeta) = C_{a1}(-\zeta)^{-1/3}, \quad (5.10)$$

$$\phi_b(\zeta) = C_{b1}(1 - C_{b2}\zeta)^{-1/3}. \quad (5.11)$$

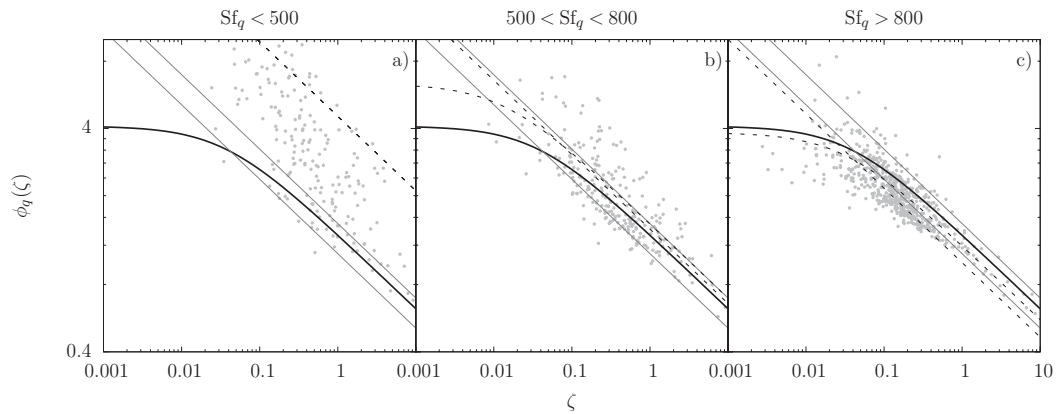
A equação (5.10) foi proposta por Kader e Yaglom (1990) e a equação (5.11) proposta por Kaimal e Finnigan (1994). O desvio-padrão dos escalares foi medido pelo MCT e armazenada as suas estatísticas a cada meia hora. Foi realizado o cálculo da função da equação (5.9) para a temperatura e para a umidade, e plotados os resultados contra a variável de estabilidade de  $\zeta$ . Para as variâncias, as figuras 5.11 e 5.12 mostram as funções adimensionais  $\phi_\theta$  e  $\phi_q$ , classificadas também de acordo com intervalos de  $Sf_\theta$  e  $Sf_q$ . Adicionalmente, foram plotadas funções da literatura ajustadas para alguns experimentos e também as funções das equações (5.10) e (5.11) ajustadas para os dados de FURNAS para comparação.



Nota: A linha preta representa  $C_{b1} = 3.2$  e  $C_{b2} = 28.4$  proposto por (ANDREAS et al., 1998), linha cinza  $C_{a1} = 1.09$  para um arrozal e  $C_{a1} = 1.02$  para campo de trigo, linhas pontilhadas com coeficientes ajustados para os valores da tabela 5.1.

Figura 5.11: desvio-padrão adimensional  $\phi_\theta$ , classificado para intervalos de  $Sf_q$ .

Nas figuras 5.11 e 5.12, os dados com desvio-padrão adimensional negativo (provenientes de escalas turbulentas dos escalares negativos) foram eliminados da análise. As figuras mostram



Nota: A linha preta representa  $C_{b1} = 4.1$  e  $C_{b2} = 28.4$  proposto por (ANDREAS et al., 1998), linha cinza  $C_{a1} = 1.1$  para um arrozal e  $C_{a1} = 1.5$  para campo de trigo, linhas pontilhadas com coeficientes ajustados para os valores da tabela 5.2.

Figura 5.12: desvio-padrão adimensional  $\phi_q$ , classificado para intervalos de  $Sf_\theta$ .

Tabela 5.1: Coeficientes ajustados para as equações (5.10) e (5.11) para a função adimensional  $\phi_\theta$ .

|          | $Sf_\theta < 850$ | $850 < Sf_\theta < 1100$ | $Sf_\theta > 1100$ |
|----------|-------------------|--------------------------|--------------------|
| $C_{a1}$ | 3.37151           | 2.37458                  | 1.63138            |
| $C_{b1}$ | 96.3313           | 28.6343                  | 22.5073            |
| $C_{b2}$ | 23218.8           | 1737.07                  | 2608.21            |

Tabela 5.2: Coeficientes ajustados para as equações (5.10) e (5.11) para a função adimensional  $\phi_q$ .

|          | $Sf_q < 500$ | $500 < Sf_q < 800$ | $Sf_q > 800$ |
|----------|--------------|--------------------|--------------|
| $C_{a1}$ | 4.29996      | 1.35708            | 1.00099      |
| $C_{b1}$ | 60.0049      | 5.71372            | 3.87671      |
| $C_{b2}$ | 2705.77      | 60.2828            | 34.1615      |

uma concordância com o que já foi encontrado anteriormente para os números de fluxo de superfície, de que a similaridade depende de cada um dos números de fluxos individuais. Além disso, as funções ajustadas (linhas tracejadas) coincidem dentro do intervalo do gráfico mostrado nas figuras 5.12–(a, b e c) e também para a 5.12–a. Quando os números de fluxo de superfície crescem (aumenta o forçante de fluxo) é possível verificar que há a tendência das funções de ajuste se aproximarem dos resultados encontrados na literatura (ver tabelas 5.1 e 5.2)

É interessante observar que para medidas de variâncias sobre terra o coeficiente  $C_{a1}$  da equação (5.10) para  $\phi_q$  é maior que  $C_{a1}$  para  $\phi_\theta$ , conforme relatado em Kaimal e Finnigan (1994) e Katul e Hsieh (1999). Para lagos não se tem muitos experimentos que demonstram medidas de variâncias. Os resultados mostraram que  $C_{a1}$  para  $\phi_q$  é menor que  $C_{a1}$  para  $\phi_\theta$  para o lago de Furnas.

Assouline et al. (2008) encontraram resultados semelhantes para o reservatório Eshkol, e atribuíram este resultado a advecção local de calor vindo das porções de superfície em terra. O reservatório Eshkol é um lago aproximadamente quadrado, com 600 m<sup>2</sup> de área e uma profundidade média de 3.5 m, com um *fetch* mínimo de 300 m em todas as direções. Conforme demonstra a figura 4.4 o *fetch* mínimo em Furnas é de 400 m, aproximadamente.

As figuras 5.11 e 5.12 entram em acordo com a propriedade descoberta por Cancelli et al. (2012) para a taxa de dissipação adimensional  $\phi_{\varepsilon\theta\theta}$  e  $\phi_{\varepsilon qq}$ . No trabalho de Cancelli et al. (2012) para valores suficientemente grandes de  $Sf_{\theta q}$ , existe um equilíbrio entre a produção e a dissipação do escalar por variância, enquanto que para valores pequenos de  $Sf_{\theta q}$ , a dissipação excede em muito a produção local, indicando que a variância do escalar está sendo transportada de cima para baixo. Esta dissipação extra significa que há mais variância (com relação às escalas de Monin-Obukhov  $u_*$ ,  $\theta_*$  e  $q_*$ ) que a predita pela TSMO: por sua vez, esta variância extra impõe um aumento na dissipação.

Neste trabalho, as figuras 5.11 e 5.12 refletem exatamente esta situação: quando os números de fluxo de superfície ficam menores, existe uma tendência bem pronunciada de se verificar um excesso de variância e um desacoplamento das funções de ajuste.

Outro resultado que chama a atenção nos gráficos é o comportamento da variância para a temperatura, que tem a tendência de apresentar uma variação maior do que para a umidade. Como em lagos tropicais o fluxo dominante é de umidade, o excesso de variância de temperatura pode ser atribuído a efeitos locais de advecção de fluxo de calor das porções de terra. No entanto, a análise de *footprint* não identificou explicitamente estes casos. Outra causa provável é que

no inverno, com camada de mistura mais baixa, pode haver transporte de fluxo da camada de entranhamento para dentro da CLA. Não há dados disponíveis para realizar esta verificação.

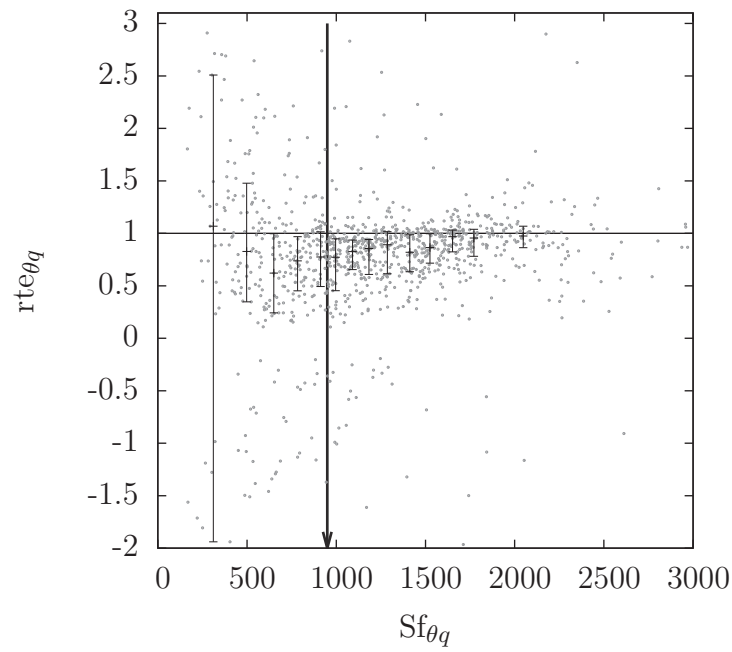
Sendo o número de fluxo de superfície um bom parâmetro do nível de similaridade, mas não suficiente, e o método de variância identificando uma maior taxa de dissipação para a temperatura que para a umidade, procedeu-se com a análise de índices de similaridade da eficiência de transferência energética, vistos na sequência.

## 5.5 ÍNDICES DE SIMILARIDADE DA EFICIÊNCIA DE TRANSFERÊNCIA ENERGÉTICA

Para dados brutos, as estatísticas medidas em tempo real permitem obter as estatísticas turbulentas de correlação  $r_{w\theta}$  e  $r_{wq}$ , com as quais tanto  $r_{e\theta q}$  quanto  $r_{e\theta q}$  podem ser calculadas. Os resultados são demonstrados nas figuras 5.13 e 5.14.

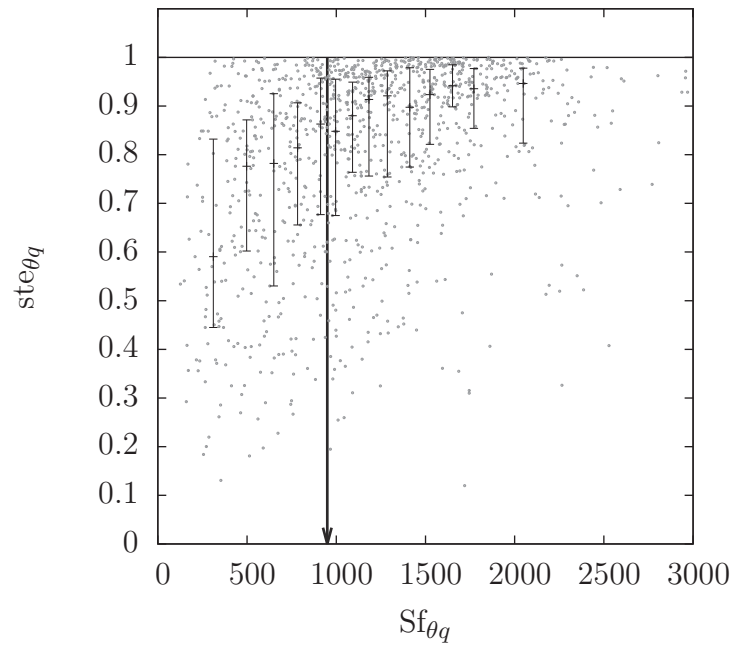
As barras de dispersão são plotadas para caixas de dados, com um ponto para cada bloco de 30 min. plotados em cinza. Cada caixa de dados corresponde ao intervalo  $\Delta Sf_{\theta q}$  variável contendo 40 pontos. As barras de dispersão são processadas para cada caixa de dados na vertical, para o primeiro quartil abaixo e o terceiro quartil acima em torno do valor mediano e na horizontal posicionadas em torno do valor mediano. A posição de cada barra na horizontal corresponde ao valor mediano de  $Sf_{\theta q}$  processado para cada caixa.

Os resultados para a eficiência de transferência relativa  $r_{e\theta q}$  não são tão intuitivos de se analisar porque a escala de valores não oscila entre 0 e 1, por exemplo. Desta maneira, não é possível saber se um valor igual a 3 está muito próximo ou não da similaridade, apenas que a similaridade existe em  $r_{e\theta q} = 1$ . O que é interpretado destes resultados é que quanto mais afastado de 1 os valores estiverem, mais afastada da similaridade está o problema. Neste sentido,  $r_{e\theta q}$  é relativamente ruim para valores inferiores a  $Sf_{\theta q} < 950$  aproximadamente, deslocando-se de 1 e apresentando maior dispersão. As medianas crescem até próximo de 1 para valores de  $Sf_{\theta q} \sim 1700$ , apresentando uma tendência de se estabilizar quando  $Sf_{\theta q}$  supera esta escala de valor.



Nota: As flechas indicam o valor  $Sf_{\theta q} = 950$  proposto por Cancelli et al. (2012)

Figura 5.13: Eficiência de transferência relativa.



Nota: As flechas indicam o valor  $Sf_{\theta q} = 950$  proposto por Cancelli et al. (2012)

Figura 5.14: Eficiência de transferência simétrica.

Os resultados são passíveis de se analisar na figura 5.14, justamente porque a função  $ste_{\theta q}$  tem o limite superior igual a 1. O que é interpretado destes resultados é que quanto mais afastado de 1 os valores estiverem, mais afastado da similaridade está o problema. Neste sentido,  $ste_{\theta q}$  é relativamente baixo para valores inferiores a  $Sf_{\theta q} < 950$  aproximadamente, crescendo até próximo de 1 para valores de  $Sf_{\theta q} \sim 1700$ , apresentando uma tendência de se estabilizar quando  $Sf_{\theta q}$  supera esta escala de valor.

Essencialmente, as duas figuras contam a mesma história e concordam em parte com os resultados obtidos anteriormente para as razões de Bowen. Este resultado encontrado difere significativamente do encontrado por Cancelli et al. (2012), que observou um crescimento monotônico de  $ste_{\theta q}$  com o incremento de  $Sf_{\theta q}$ . O que está observado nas figuras 5.13 e 5.14 reflete o fato de que para grandes valores de  $Sf_{\theta q}$  encontram-se pares de  $Sf_{\theta}$  e  $Sf_q$  que podem ser de classes muito diferentes, mas que na conta de  $Sf_{\theta q}$  satisfazem a similaridade. Como já demonstrado anteriormente, se apenas um dos números de fluxos dos escalares for significativamente pequeno, não importa o quanto o outro seja grande, isto induz a dissimilaridade entre eles.

Estes resultados reforçam a conclusão do que foi evidenciado na figura 5.4 e também na figura 5.5 que sempre quando possível os números de fluxos de superfície  $Sf_{\theta}$  e  $Sf_q$  devem ser avaliados separadamente. Em vistas deste resultado, uma conclusão recomendada por este trabalho é o uso de  $Sf_{\theta}$  e de  $Sf_q$ , em detrimento de  $Sf_{\theta q}$ , para avaliar a similaridade entre os escalares e a validade da TSMO.

## **6 RESULTADOS COM MODELOS NUMÉRICOS PARA ESTIMATIVA DE FLUXOS**

Uma potencial aplicação de modelos numéricos é para a recomposição da série de dados. Como visto, com todos os critérios de validação aplicados sobre os dados micrometeorológicos, restaram pouco mais de 52% dos dados considerados confiáveis. Em estudos hidrológicos, por exemplo, a continuidade das informações é essencial para a determinação das variáveis ambientais em questão. Por exemplo, para o cálculo da perda diária total de água por evaporação, é necessário somar as perdas a cada 30 min. para todo o período do dia. Com tantos critérios de controle de qualidade, existem muitas lacunas com dados faltantes, inviabilizando algumas aplicações. As simulações com modelos numéricos validados e confiáveis pode ser uma alternativa para o preenchimento destas lacunas de dados.

A análise dos dados mostra que os efeitos de aumento do número de fluxo de superfície refletem diretamente na proporcionalidade entre as razões de Bowen, e que mesmo para as condições ideais a tendência de que a razão de Bowen por fluxos seja maior que a razão de Bowen por gradiente ainda fica evidenciada.

Outra abordagem possível para a análise da similaridade seria utilizar os fluxos estimados através de modelos numéricos. Neste trabalho serão utilizados dois tipos distintos de modelos para avaliar o potencial de estimativa dos fluxos, o modelo de transferência de massa e o modelo de RNA. Ainda, para o modelo de transferência de massa se fará o uso de duas parametrizações distintas, Brutsaert (1975b) e Verburg e Antenucci (2010).

## 6.1 MODELO DE TRANSFERÊNCIA DE MASSA

O fluxo de calor sensível  $H$  e latente  $LE$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) pode ser calculado utilizando as expressões e parametrizações de Brutsaert (1975b) definidas na subseção 3.1.3, gerando  $H_B$  e  $LE_B$ . No entanto, um estudo mais moderno e adaptado para lagos em regiões tropicais trás um novo conjunto de expressões e parametrizações de Verburg e Antenucci (2010) definidas na subseção 3.2.8, gerando  $H_V$  e  $LE_V$ . Os dois modelos serão utilizados neste trabalho e serão apresentados em subseções separadas.

### 6.1.1 Modelo de transferência de Brutsaert

As equações (3.14), (3.19) e (3.24) para o modelo de Brutsaert utilizaram os coeficientes (3.26), (3.27) e (3.28) com as rugosidades, funções de estabilidade e constantes definidas na subseção 3.1.3. Os fluxos obtidos pelo cálculo das equações do modelo de transferência usando os parâmetros de Brutsaert foram analisados para a figura 6.1, mostrando o comparativo para  $H$  (esquerda) e para  $LE$  (direita). O modelo de Brutsaert, em comparação com as medições pelo método das covariâncias turbulentas, apresenta uma pequena subestimativa para os fluxos de calor latente e uma subestimativa maior para o fluxo de calor sensível.

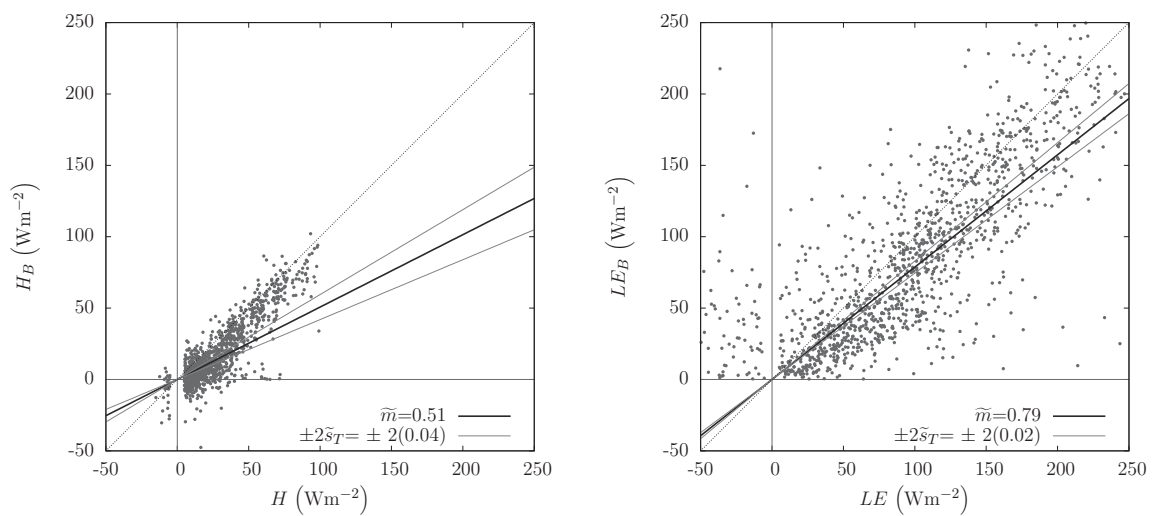


Figura 6.1: Comparativo entre fluxos medidos e estimados para  $H$  (esquerda) e para  $LE$  (direita)



Os dados foram analisados também para o modelo estabelecido por Brutsaert (1982) para as faixas de  $Sf_q$  e  $Sf_\theta$ , com resultados para  $H$  na figura 6.2 e para  $LE$  na figura 6.3.

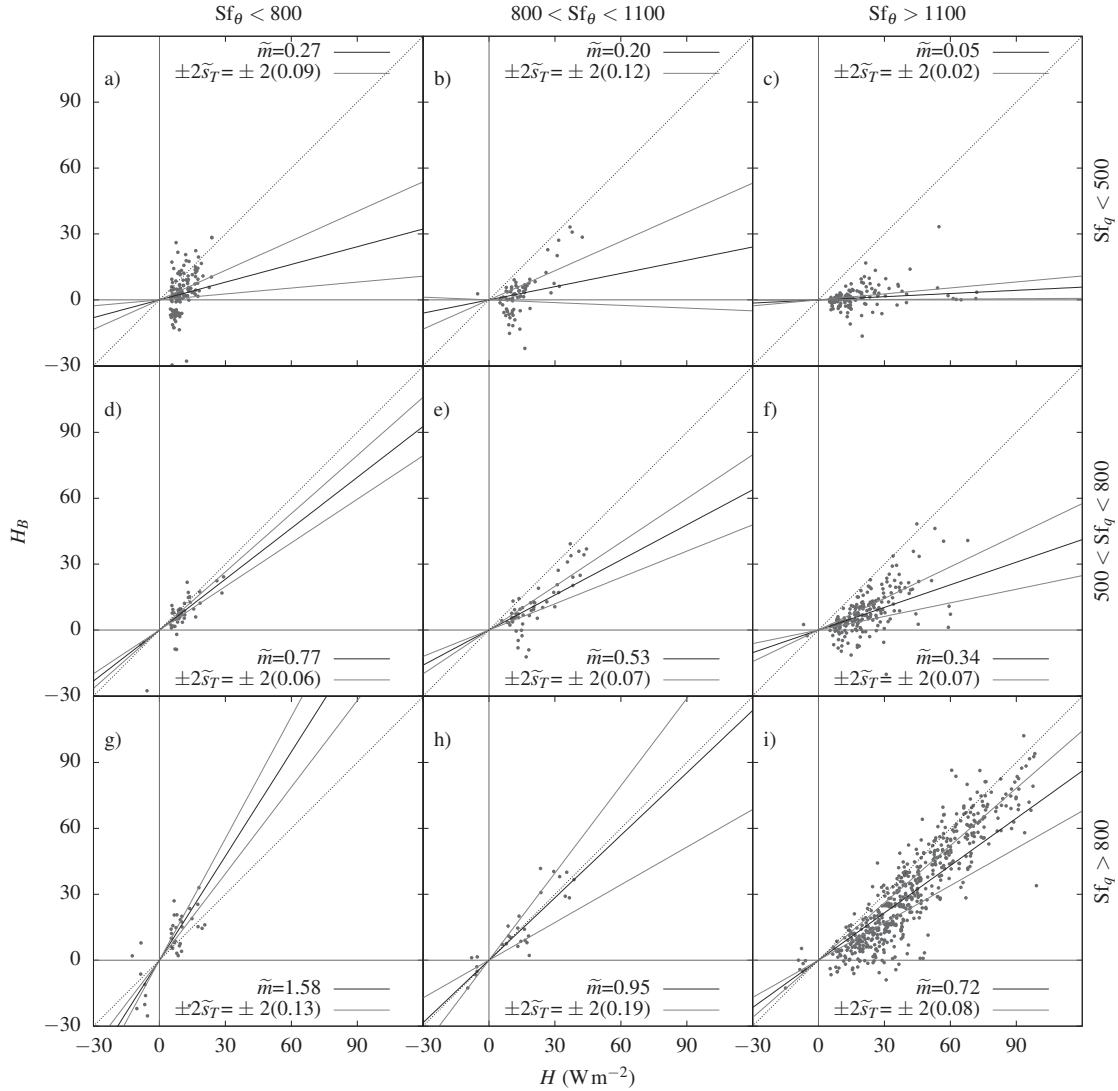


Figura 6.2: Comparativo entre fluxos de calor sensível medidos ( $H$ ) e estimados ( $H_B$ ) para faixas de  $Sf_q$  e  $Sf_\theta$

A tendência do comportamento dos fluxos estimados tanto para  $H$  (figura 6.2) quanto para  $LE$  (figura 6.3) é de aproximar as razões de Bowen estimadas com os fluxos medidos, comprovando que os números de fluxo de superfície podem ser utilizados como um padrão referencial para a calibração dos parâmetros de modelo a fim de obter os ajustes com os dados de maior similaridade. No entanto, mesmo com uma maior similaridade entre os escalares, as

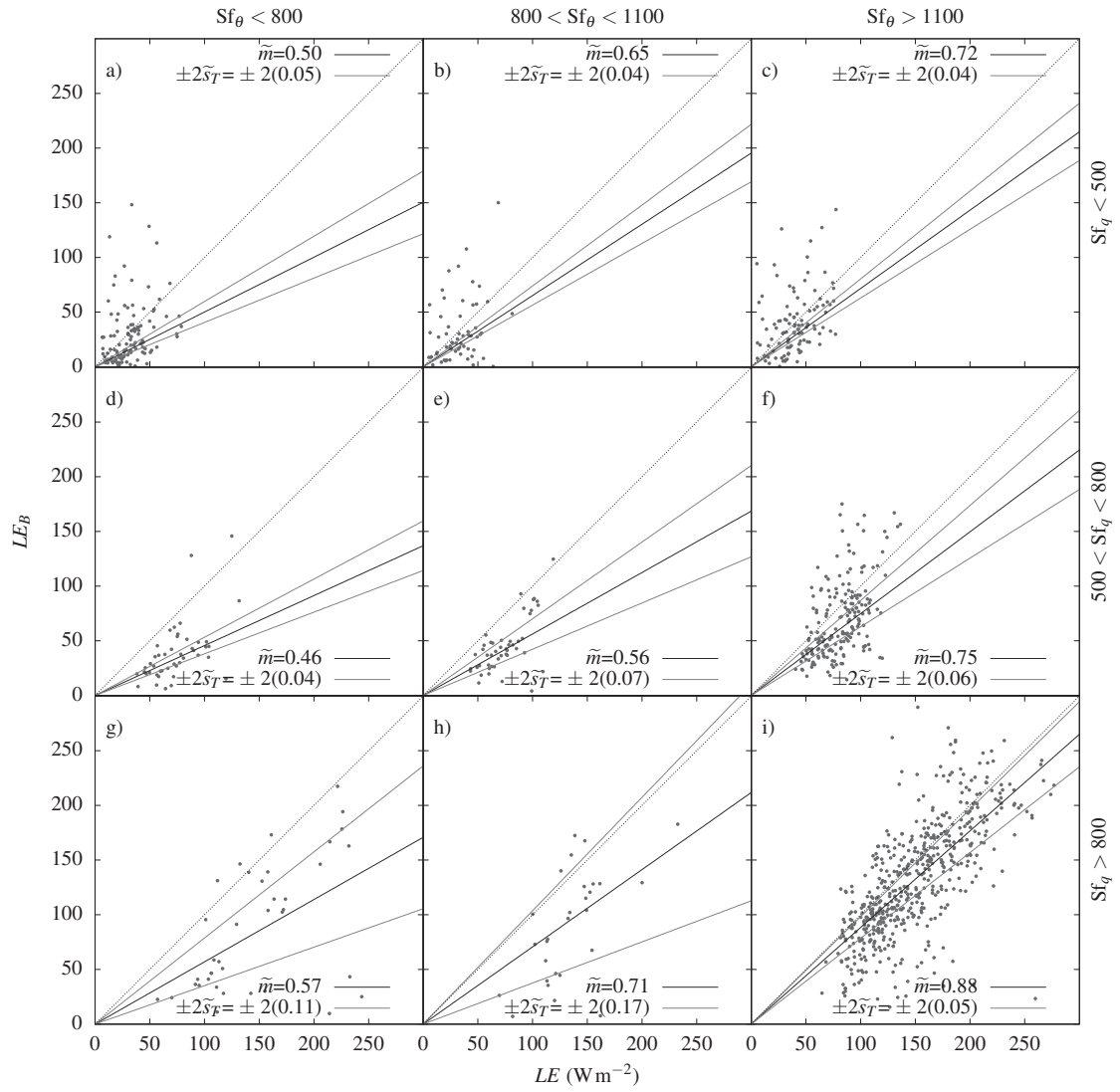


Figura 6.3: Comparativo entre fluxos de calor latente medidos ( $LE$ ) e estimados ( $LE_B$ ) para faixas de  $Sf_q$  e  $Sf_\theta$

estimativas do modelo de Brutsaert ainda estão distantes no comportamento mediano e também nas amplitudes dos erros nas estimativas (as faixas de  $\pm 2\tilde{s}_T$  estão fora da reta 1:1).

### 6.1.2 Modelo de transferência de Verburg

As equações (3.14), (3.19) e (3.24) para o modelo de Brutsaert utilizaram os coeficientes (3.26), (3.27) e (3.28) com as rugosidades, funções de estabilidade e constantes definidas na subseção 3.2.8. A utilização dos modelo com os parâmetros de Verburg também foi realizada e analisados os fluxos obtidos pela solução das equações do modelo de transferência com os parâmetros de Verburg, com a figura 6.4 mostrando o comparativo de  $H$  a esquerda e de  $LE$  a direita. O modelo de Verburg, em comparação com as medições pelo método das covariâncias turbulentas, apresenta uma pequena superestimativa para os fluxos de calor latente e uma subestimativa também para o fluxo de calor sensível. Este resultados foram melhores do que os obtidos pelo modelo de Brutsaert.

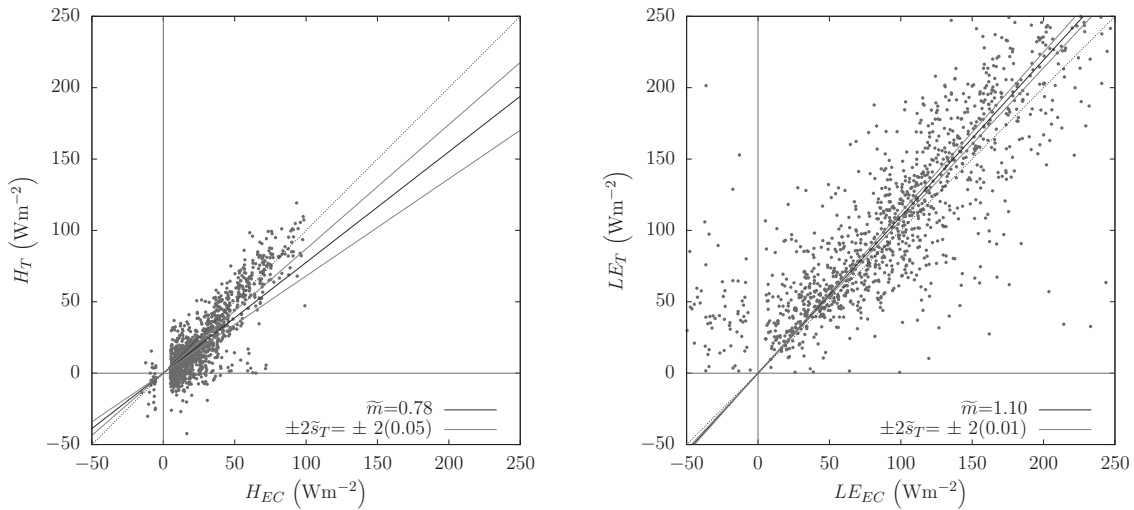


Figura 6.4: Comparativo entre fluxos medidos e estimados para  $H$  (esquerda) e para  $LE$  (direita)

Os dados foram analisados também para o modelo estabelecido por Verburg e Antenucci (2010) para  $Sf_q$  e  $Sf_\theta$ , com resultados para  $H$  na figura 6.5 e para  $LE$  na figura 6.6.

Novamente, o que as figuras 6.5 e 6.6 confirmam é que os números de fluxo de superfície individualmente grandes garantem uma maior similaridade, aproximando os fluxos estimados dos fluxos medidos. O uso dos modelos para estimar séries temporais de evaporação em lagos apresenta boa correlação. O critério de número de fluxo de superfície pode ser utilizado como um parâmetro de controle dos dados para a calibração dos modelos.

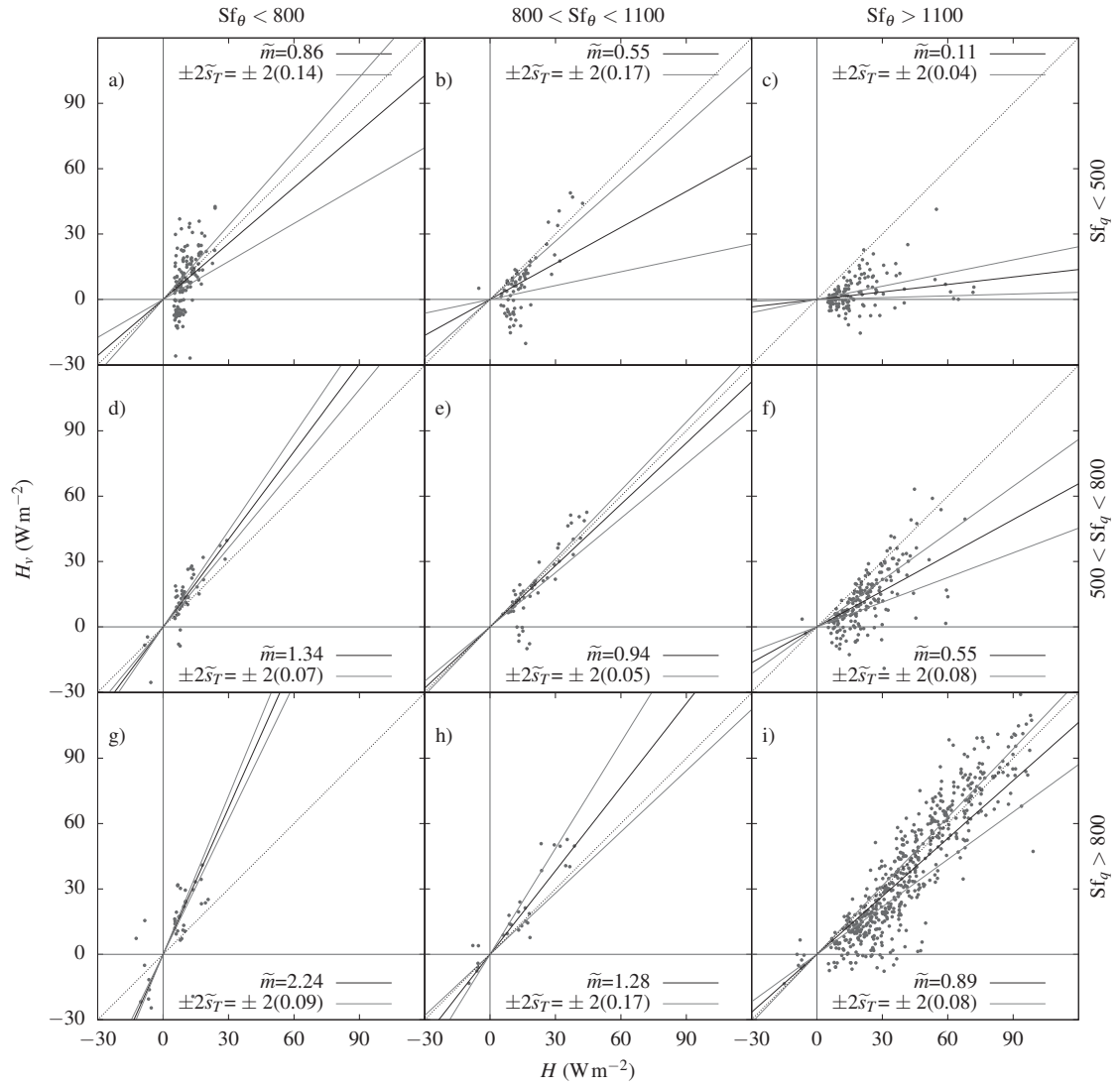


Figura 6.5: Comparativo entre fluxos de calor sensível medidos ( $H$ ) e estimados ( $H_v$ ) para faixas de  $Sf_q$  e  $Sf_\theta$

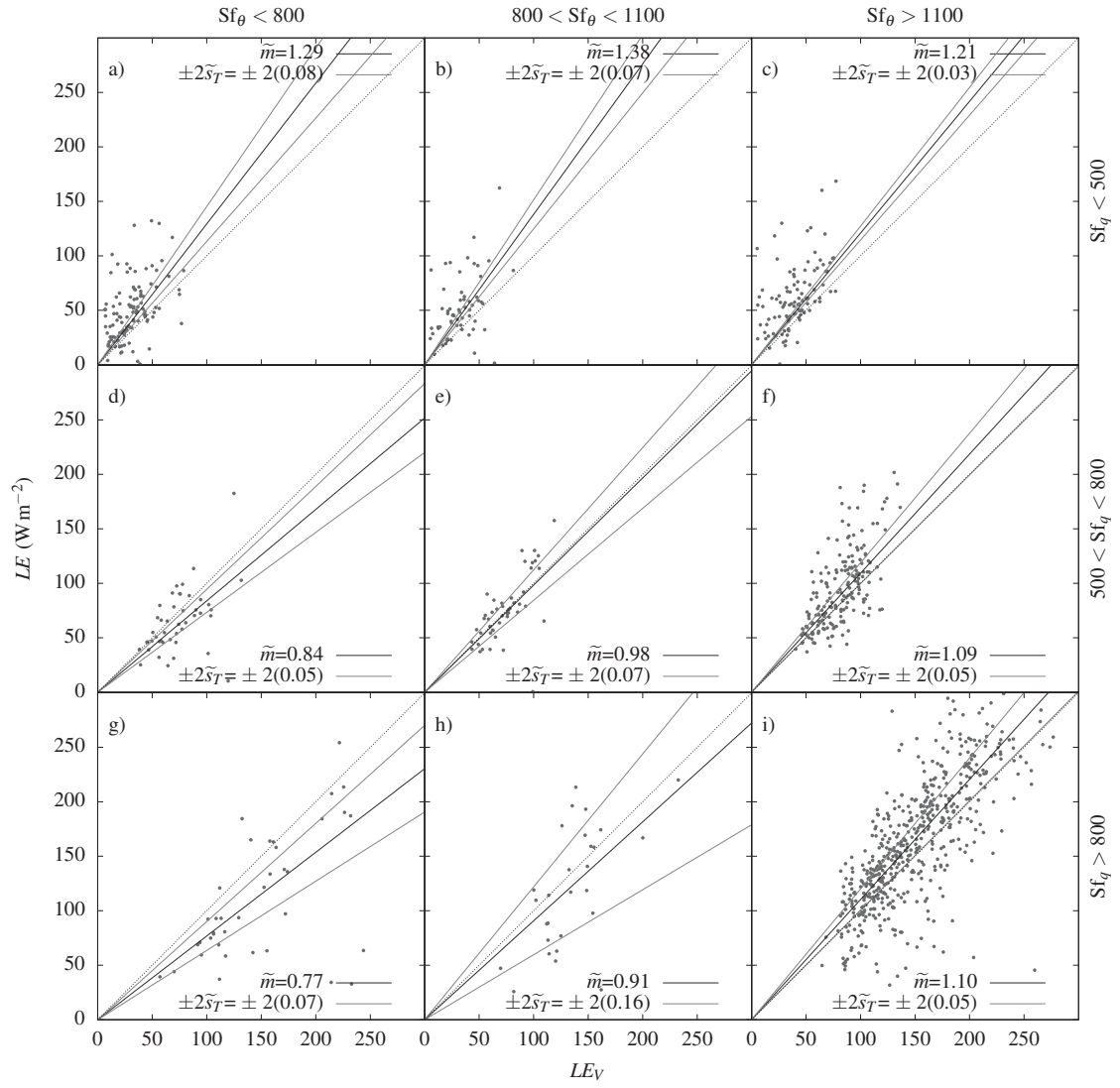


Figura 6.6: Comparativo entre fluxos de calor latente medidos ( $LE$ ) e estimados ( $LE_V$ ) para faixas de  $Sf_q$  e  $Sf_\theta$

## 6.2 MODELO DE REDES NEURAIIS ARTIFICIAIS

Nesta seção foi avaliado o desempenho do modelo de Redes Neurais Artificiais *backpropagation* para as estimativas do fluxo de calor latente no lago de Furnas para o preenchimento das falhas em dados medidos durante 50 dias. A RNA foi aplicada utilizando vários conjuntos de parâmetros de entrada, estrutura de camadas e tempo de treinamento. O desempenho das estimativas do RNA foi comparado com o desempenho de um modelo clássico de transferência de massa. Para avaliar o desempenho dos modelos foram utilizados o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (NASH; SUTCLIFFE, 1970) e o índice de concordância de Willmott (WILLMOTT, 1981) e o índice de confiança  $c$  (CAMARGO; SENTELHAS, 1997). Parte dos resultados deste capítulo foram publicados por Vissotto Jr. et al. (2016).

Da série de dados resultantes do processo de correção e filtragem (1259 dados), aproximadamente 70% foram utilizadas para treinamento da rede, 15% para teste e 15% para validação num processo de seleção aleatório, sendo apenas este último utilizado para apresentação das estatísticas e avaliação do desempenho da RNA.

Vários testes foram realizados com a RNA a fim de escolher qual é a melhor topologia de configuração e qual o melhor conjunto de dados de aprendizagem que conduzirão a melhores estimativas do fluxo de calor latente. Conforme demonstrado, todas as variáveis medidas pelo conjunto citado são fundamentais para o cálculo do  $LE$ , no entanto, para aplicação da RNA é interessante empregar uma arquitetura que se permita entrar com o menor número de dados medidos, obtendo-se o melhor resultado possível.

Neste trabalho para a estrutura da rede proposta por Fausett (1994) mostrada na figura 3.2 foram variados os números de neurônios na camada de entrada ( $X_n$ ) e na camada oculta ( $Z_p$ ). Para a saída foi considerado um único neurônio, que será a resposta esperada  $Y_m$  para o fluxo de calor latente.

Para isto, inicialmente, foram testados 10 conjuntos de treinamento e em cada um foram variados a arquitetura da rede, o número máximo de época de treinamento e a taxa

de aprendizagem, utilizando diferentes combinações de variáveis de entrada. Na tabela 6.1 estão listados todos os conjuntos de treinamento e o melhor resultado obtido em cada um deles comparando os índices de eficiência NSE e de concordância  $d$ .

Tabela 6.1: Conjuntos de testes para a RNA.

| <b>T</b> | <b>ARQ</b>   | <b>variáveis</b>  | <b>índices</b>                                    |
|----------|--------------|---|---|
| 1        | 6-3-1        | $u, v, w$<br>$t_s, t_e, q$                                | NSE: 0,618<br>$d$ : 0,914                         |
| 2        | 3-10-1       | $u, v, w$   | NSE: 0,387<br>$d$ : 0,869                         |
| 3        | 3-6-1        | $t_e, q, T_0$   | NSE: 4,325<br>$d$ : 0,800                         |
| 4        | 1-3-1        | $q$   | NSE: -0,36<br>$d$ : 0,782                         |
| <b>5</b> | <b>1-3-1</b> | <b><math>\overline{w'q'}</math></b>                       | <b>NSE: 0,999</b><br><b><math>d</math>: 0,999</b> |
| 6        | 7-4-1        | $u, v, w$<br>$t_s, t_e, q, T_0$                           | NSE: 0,718<br>$d$ : 0,935                         |
| 7        | 5-10-1       | $u, t_s, t_e$<br>$q, T_0$                                 | NSE: 0,583<br>$d$ : 0,899                         |
| 8        | 5-10-1       | $v, t_s, t_e$<br>$q, T_0$                                 | NSE: 0,467<br>$d$ : 0,883                         |
| 9        | 5-15-1       | $w, t_s, t_e$<br>$q, T_0$                                 | NSE: 0,391<br>$d$ : 0,880                         |
| 10       | 7-9-1        | $\sqrt{u^2 + v^2}, w, t_e$<br>$q, UR, e_{s0}, e_{s0} - e$ | NSE: 0,781<br>$d$ : 0,935                         |

Nota: Conjuntos de testes (T), arquitetura (ARQ), eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) e índice de concordância de Willmott ( $d$ )

O teste 5 na tabela 6.1 foi utilizado apenas como referencial para o modelo RNA, pois o método de covariâncias turbulentas utiliza a covariância entre a flutuação de velocidade vertical  $w'$  e a flutuação de umidade específica  $q'$  para o cálculo do fluxo de calor latente, conforme a equação (2.25). Deste modo pode-se perceber que a RNA possui um esquema de treinamento convergente.

Na tabela 6.1,  $UR$  é a umidade relativa do ar em  $z_a$ , e  $e_{s0}$  e  $e$  são as pressões de vapor na superfície do lago e em  $z_a$ , respectivamente, calculadas com os dados medidos.

### 6.3 COMPARATIVO DOS RESULTADOS DOS MODELOS

O comparativo de resultados de modelos nem sempre é elementar (WILLMOTT, 1982; NASH; SUTCLIFFE, 1970). É necessário estabelecer quanto os resultados dos modelos estão próximos dos dados observados (concordância) bem como quanto os resultados de um modelo são melhores que os resultados de outro modelo (eficiência). Este comparativo é uma análise sensível de determinação do quanto a razão entre as diferenças nos resultados de modelagem são afetados pelas mudanças nos parâmetros de entrada dos modelos.

Utilizar parâmetros estatísticos paramétricos como a regressão por mínimos quadrados estabelece o quanto o resultado do modelo está variando estatisticamente dos dados medidos, porém, não estabelece por si só um parâmetro comparativo entre os desempenhos de cada simulação de um modelo, pois seus resultados são em termos dos valores absolutos.

Nash e Sutcliffe (1970) propuseram uma abordagem sistemática no sentido de desenvolver, testar e modificar um modelo para um conjunto de parâmetros de entrada através de uma medida de eficiência relativa. Esta medida é baseada numa estimativa do índice de não concordância do modelo, análogo a variância residual, e da variância inicial do modelo. A eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) caracterizada por (MORIASI et al., 2007), é expressa por:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_i^N (O_i - P_i)^2}{\sum_i^N (O_i - \bar{O})^2}, \quad (6.1)$$

onde  $P_i$  é o valor estimado pelo modelo para o valor observado  $O_i$  e  $\bar{O}$  é a média das  $N$  observações. O índice de eficiência pode variar entre  $-\infty$  e 1, sendo que quanto mais próximo de 1 mais eficiente é a modelagem.

Visando estabelecer um índice de concordância normalizado (*index of agreement*) Willmott (1981) propôs um índice semelhante ao NSE que tem se mostrado versátil (WILLMOTT et



al., 2012), e é expresso por:

$$d = 1 - \frac{\sum_i^N (P_i - O_i)^2}{\sum_i^N [|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|]^2}. \quad (6.2)$$

O índice de concordância pode variar entre 0 e 1, sendo que quanto mais próximo for de 1 melhor é a concordância do modelo com o observado.

Camargo e Sentelhas (1997) ainda propuseram mais um indicador estatístico utilizando a seguinte relação:

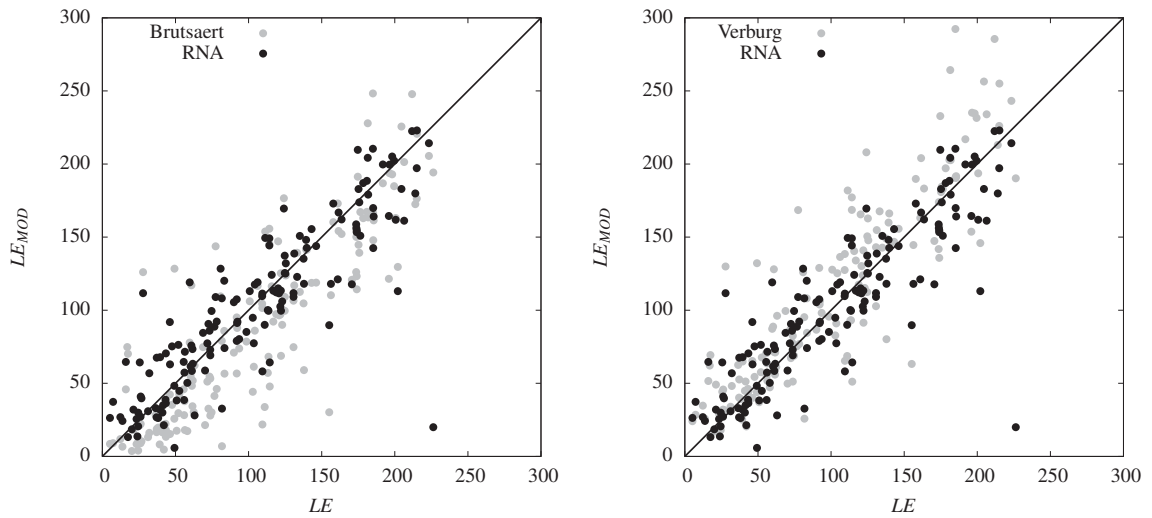
$$c = r \cdot d, \quad (6.3)$$

onde  $c$  é o índice de confiança ou desempenho do modelo, baseado na precisão  $r$  (dada pelo coeficiente de correlação de Pearson) e pela exatidão  $d$  (índice de concordância de Willmott). A interpretação do valor de  $c$  tem um critério determinado por Camargo e Sentelhas (1997) que foi adaptado e está reproduzido na tabela 6.2.

Tabela 6.2: Critério de interpretação do índice de confiança das estimativas dos modelos.

| <b>Índice de confiança</b> | <b>Desempenho</b> |
|----------------------------|-------------------|
| $c > 0,85$                 | Ótimo             |
| $0,75 < c \leq 0,85$       | Muito Bom         |
| $0,65 < c \leq 0,75$       | Bom               |
| $0,60 < c \leq 0,65$       | Regular           |
| $0,50 < c \leq 0,60$       | Mediano           |
| $0,40 < c \leq 0,50$       | Ruim              |
| $c \leq 0,40$              | Péssimo           |

A figura 6.7 mostra os resultados comparativos do modelo de RNA e dos modelos de transferência de Brutsaert e Verburg. As análises foram feitas somente sobre o conjunto de dados de validação da RNA que é o conjunto de estimativa do modelo, visto que nos conjuntos de calibração e testes os coeficientes do modelo RNA são ajustados. O procedimento de aplicação da RNA deixou um conjunto com 167 dados para validação. Os resultados se apresentaram muito satisfatórios e promissores para aplicação da RNA. Note que mesmo melhor, pela figura



Nota: Modelos de transferência (em cinza) e de Redes Neurais Artificiais (RNA, em preto).

Figura 6.7: Resultados comparativos de  $LE$  dos modelos de transferência e de Redes Neurais Artificiais com relação a medição.

6.7 ainda existem discrepâncias entre os modelos e os dados reais, como o ponto no quadrante inferior direito das duas figuras, simulado pela RNA. A investigação não resultou na causa para esta discrepância.

Os resultados dos índices estatísticos de desempenho dos modelos da eficiência NSE, do índice de concordância  $d$  dos modelos, juntamente com o coeficiente de correlação  $r$ , o erro médio quadrático RMSE e o índice de confiança  $c$  estão mostrados na tabela 6.3 para os três modelos utilizados (Brutsaert, Verburg e RNA) em comparação aos dados medidos por MCT, evidenciando que o modelo RNA apresentou um melhor resultado para a previsão do fluxo de calor latente no conjunto de dados medidos.

Tabela 6.3: Estatísticas dos Modelos.

| Estatística | Brutsaert | Verburg  | RNA      |
|-------------|-----------|----------|----------|
| NSE         | 0.64764   | 0.68397  | 0.78127  |
| $d$         | 0.89681   | 0.91565  | 0.93536  |
| $r$         | 0.81796   | 0.86705  | 0.88418  |
| $c$         | 0.73355   | 0.79391  | 0.82703  |
| RMSE        | 40.95421  | 38.78546 | 32.26706 |

Os resultados da tabela 6.3 comparados com os critérios da tabela 6.2 classificam o modelo de Brutsaert com desempenho Bom, e os modelos de Verburg e RNA com desempenho Muito Bom, com a RNA sobressaindo em todos os resultados. Mesmo com resultados satisfatórios a RNA precisa ser avaliada para o uso em séries de dados mais longas.

Observando a figura 6.7 pode-se perceber que o espalhamento dos pontos em torno da reta 1:1 é menor para RNA que para MOD, indicando que RNA é um modelo que apresenta melhor concordância, ou seja, melhores estimativas e uma menor dispersão do erro, evidenciado pelas estatísticas da tabela 6.3, sendo um modelo mais eficiente para a previsão de  $LE$  se comparado MOD, conforme avaliado pelo NSE.

Ao se empregarem variáveis processadas de umidade relativa  $UR$  e de pressão de vapor de saturação  $e_s$  diretamente na entrada da rede neural, em lugar de apenas valores de temperatura e umidade específica, foi possível melhorar o desempenho da rede para os testes do conjunto  $T=10$ . Além disso, a velocidade vertical também mostrou ser uma variável de significativa importância para o cálculo do fluxo de calor latente.

O modelo de Redes Neurais *backpropagation* se mostrou eficiente para a estimativa de fluxo de calor latente, apresentado resultados melhores que o modelo clássico de transferência para a série de dados de FURNAS. A aplicação do método é fácil e os resultados após a fase de treinamento saem muito rapidamente. Novos experimentos com modelos de Redes Neurais devem ser realizados, com novos conjuntos de dados, para avaliar de forma mais completa o desempenho desses modelos na estimativa de fluxo de calor latente.

## 7 CONCLUSÕES

Neste trabalho buscou-se uma interpretação dos critérios de similaridade para a validação de dados estimados pelo método de razão de Bowen por gradiente e sua inter-relação com os dados de razão de Bowen por fluxos medidos pelo método das covariâncias turbulentas. Os dados micrometeorológicos de Furnas passaram por um rigoroso critério de validação e controle de qualidade. O método empírico de delimitação dos *outliers* pelo critério do desvio mediano se mostrou uma técnica simples e rápida. A análise dos setores de incidência de ventos pode identificar as sazonalidades e relacionar os dados em setores com melhor *fetch* de medição. O uso de modelos analíticos de *footprint* não foram suficientes para explicar toda a dissimilaridade dos dados entre as razões de Bowen.

O objetivo geral foi atingido, pois dentro das possibilidades que os dados desta análise permitiam foram estudadas todas as possíveis causas de dissimilaridade entre os fluxos, atingindo também os objetivos específicos de uma implementação rigorosa de controle de qualidade e criteriosa para a correção dos dados de fluxos e para o *footprint*. A similaridade foi avaliada para os fluxos, para o número de fluxo de superfície, para as variâncias e para a eficiência de transferência de energia, bem como foram realizadas simulações numéricas para os fluxos.

Os resultados das análises de similaridade mostram que para as condições onde o número de fluxo de superfície estabelece a similaridade entre os escalares, os dados estimados de razão de Bowen por gradiente apresentam boa correlação com os dados medidos, indicando que o número de fluxo de superfície é um critério para validação dos dados de razão de Bowen.

A condição de similaridade também foi verificada para as funções de variâncias e para a eficiência de transferência. No entanto, a similaridade entre os coeficientes de transporte turbulento não é garantida, visto que  $K_H/K_E \approx 1,18 > 1$ .

Quando o regime de fluxo não é bem desenvolvido, números de fluxo de superfície baixos, há uma forte dissimilaridade entre os fluxos, pois em regime de baixa intensidade de turbulência os forçantes de terceira ordem tendem a predominar sobre o transporte de fluxos. Diante disto, ambos os números de fluxo de superfície individuais (para temperatura e umidade) devem ser suficientemente grandes, a fim de que o regime turbulento predomine sobre ambos os fluxos, resultando em uma maior similaridade.

Para as funções de variâncias o número de fluxo de superfície identificou bem a similaridade, com as funções de variância para a temperatura apresentando uma maior dispersão que para a umidade. Também se verificou que os resultados melhoram para a condição de similaridade atendidas para ambos os números de fluxo de superfície individuais. A maior dispersão da variância de temperatura pode estar associada a dois fatores, que não puderam ser verificados neste trabalho com o conjunto de dados disponíveis mas que podem ser verificadas em novos trabalho com dados de outros experimentos:

- Pode estar ocorrendo advecção de fluxo de calor sensível das porções de terra, que não pode ser detectada pelos modelos analíticos de *footprint*.
- Como a estação do ano é inverno, a baixa altura da camada de inversão pode estar transportando verticalmente o fluxo de calor sensível da camada de entranhamento para a superfície, porém, não existem dados medidos das camadas superiores.

Para as eficiências de transferência foi alcançado um nível próximo a similaridade ( $\pm 1$ ) após o número de fluxo atingir um valor determinado, indicando que os dois forçantes de fluxos devem ser elevados. Após atingir esta situação de forçantes elevados, o patamar alcançado se mantém aproximadamente constante.

Utilizando um modelo de transferência para o cálculo de fluxos sobre lagos demonstrou-se que para números de fluxos de superfície altos os resultados de razão de Bowen do modelo apresentam melhor correlação com os resultados medidos, com uma vantagem para o modelo de Verburg se comparado ao modelo de Brutsaert, evidenciando que modelos de transferência podem ser utilizados para o preenchimento de séries temporais quando os dados de covariâncias não atendem as condições TSMO ou apresentam falhas de medição.

Também foi utilizado um modelo RNA *backpropagation* para a estimativa do fluxo de calor latente *LE*. O modelo foi calibrado e testado sobre os dados utilizados para análise da razão de Bowen e suas estimativas resultaram em índices estatísticos com desempenho superior aos modelos de Brutsaert e Verburg, indicando que modelos de RNA têm um grande potencial para o preenchimento das falhas na série de dados. No entanto, ainda é necessário a validação do modelo RNA para outros conjuntos de dados.

Conclui-se que o critério de número de fluxo de superfície é um parâmetro de classificação de qualidade da turbulência com relação ao atendimento da TSMO ambos os forçantes são elevados e pode ser utilizado para validar dados de razão de Bowen. Parte das conclusões desta tese foram publicadas em Dias e Vissotto Jr. (2016).

A similaridade entre os coeficientes de transporte turbulento ainda é uma questão em aberto e este trabalho é uma contribuição para esta área de estudo. Como sugestões para trabalhos futuros ficam os estudos mais aprofundados sobre os modelos de *footprint* e a identificação de advecção de fluxos, o que necessitaria a aplicação de modelos lagrangeanos, LES ou de fechamento. Estudos aprofundados e com mais dados sobre o comportamento dos fluxos em períodos noturnos e estudos sobre o efeito dos fluxos da camada de entranhamento. Também como sugestão os estudos sobre a avaliação e validação de modelos de redes neurais artificiais para a estimativa dos fluxos superficiais.

Esta tese trás uma importante contribuição para o estudo da similaridade de fluxos em Lagos, identificando questões fundamentais na análise dos dados e características específicas observadas neste ambiente de medição. Destacam-se o uso do critério de desvio mediano em

blocos horários para a determinação de *outliers*, a análise da pista de medição (*fetch* e *footprint*), o uso do número de fluxo de superfície individualizado como critério de similaridade para a razão de Bowen para fluxos e gradientes e a aplicação de modelos RNA para simulações dos fluxos.

## REFERÊNCIAS

- AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA (ANEEL). *Atlas de energia elétrica do Brasil*. 3. ed. Brasília, Brasil, 2008. 236 p.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA (ANEEL). *Atlas de energia elétrica do Brasil*. [S.l.], 2015. Disponível em: <<http://www.aneel.gov.br>>.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. *Crop Evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements*. Rome, 1998.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M. Evaporation from American Falls Reservoir in Idaho via a Combination of Bowen ratio and Eddy Covariance. In: ASCE/EWRI (Ed.). *Proceedings of The 2005 World Water & Environmental Resources Congress: Impacts of global climate change*. [S.l.]: ASCE/EWRI, 2005. v. 8, p. 4875–4891. ISBN 978-1-60423-627-9.
- ANDREAS, E. L.; HILL, R. J.; GOSZ, J. R.; MOORE, D. I.; OTTO, W. D.; SARMA, A. D. Stability dependence of the eddy-accumulation coefficients for momentum and scalars. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 86, n. 3, p. 409–420, March 1998.
- ARMANI, F. A. S. *Medição e análise de fluxos de CO<sub>2</sub> no reservatório da Usina Hidrelétrica de Itaipu com o Método de Covariâncias Turbulentas*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Paraná, Março 2014.
- ARYA, P. *Introduction to Micrometeorology*. 2nd. ed. [S.l.]: Academic Press, 2001. 420 p. ISBN 9780120593545.
- ASSOULINE, S. Estimation of lake hydrologic budget terms using the simultaneous solution of water, heat, and salt balances and a Kalman filtering approach: Application to Lake Kinneret. *Water Resources Research*, v. 29, n. 9, p. 3041–3048, 1993.
- ASSOULINE, S.; MAHRER, Y. Evaporation from lake Kinneret 1. eddy correlation system measurements and energy budget estimates. *Water Resources Research*, v. 29, n. 4, p. 901–910, 1993.
- ASSOULINE, S.; TAYLER, S. W.; TANNY, J.; COHEN, S.; BOU-ZEID, E.; PARLANGE, M.; KATUL, G. Evaporation from three water bodies of different sizes and climates: measurements and scaling analysis. *Advances in Water Resources*, v. 31, p. 160–172, 2008.
- AUBINET, M.; VESALA, T.; PAPALE, D. (Ed.). *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer, 2012.
- BAGAYOKO, F.; YONKEU, S.; van de Giesen, N. C. Energy balance closure and footprint analysis using eddy covariance measurements in eastern burkina faso, west africa. v. 3, p. 2789–2812, 2006.



BALDOCCHI, D.; HICKS, B.; MEYERS., T. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology*, n. 69, p. 1331–1340, 1988.

BERNARDES, M. *Uma análise da Variabilidade do Fluxo de Momentum na Camada Superficial atmosférica em Condições Instáveis*. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Paraná, 2008.

BERNARDES, M.; DIAS, N. L. The alignment of the mean wind and stress vectors in the unstable surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 134, p. 41–59, 2010.

BLANKEN, P. D.; ROUSE, W. R.; CULF, A. D.; SPENCE, C.; BOUDREAU, L. D.; JASPER, J. N.; KOCHTUBAJDA, B.; SCHERTZER, W. M.; MARSH, P.; VERSEGHY, D. Eddy covariance measurements of evaporation from Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada. *Water Resources Research*, v. 36, n. 4, p. 1069–1077, 2000.

BOWEN, I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physics Reviews*, v. 27, p. 779–787, 1926.

BRONZATTI, F. L.; NETO, A. I. Matrices energéticas no Brasil: CENÁRIO 2010-2030. In: ABEPRO (Ed.). *XXVIII ENCONTRO NACIONAL DE ENGENHARIA DE PRODUÇÃO: A integração de cadeias produtivas com a abordagem da manufatura sustentável*. [S.l.]: ABEPRO, 2008.

BRUTSAERT, W. The roughness length for water vapor, sensible heat and other scalars. *Journal of Atmospheric Science*, v. 32, p. 2028–2031, 1975.

BRUTSAERT, W. A theory for local evaporation (or heat transfer) from rough and smooth surfaces at ground level. *Water Resources Research*, v. 11, p. 543–550, 1975.

BRUTSAERT, W. *Evaporation into the atmosphere*. Dordrecht: D. Reidel, 1982. 309 pp.

BRUTSAERT, W. Stability correction functions for the mean wind speed and temperature in the unstable surface layer. *Geophys Res Lett*, v. 19, n. 5, p. 469–472, March 1992.

BRUTSAERT, W. *Hydrology. An introduction*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2005. ISBN 9780521531863. Disponível em: <<http://books.google.com.br/books?id=z-11kgEACAAJ>>.

BURBA, G. *Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural and Regulatory Applications: a Field Book on Measuring Ecosystem Gas Exchange and Areal Emission Rates*. [S.l.]: LI-COR Biosciences, Lincoln, USA, 2013. 331 p.

BUSINGER, J. A.; WYNGAARD, J. C.; IZUMI, Y.; BRADLEY, E. F. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 28, p. 181–189, 1971.

CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativas da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo, Basil. v. 5, n. 1, p. 89–97, 1997.

CANCELLI, D. M.; DIAS, N. L.; CHAMECKI, M. Dimensionless criteria for the production-dissipation equilibrium of scalar fluctuations and their implications for scalar similarity. *Water Resources Research*, v. 48, p. W10522, 2012.

CUMMIGS, N. W. Minimum evaporation from water surfaces. *Transactions of American Geophysical Union*, v. 31, n. 4, p. 757–762, 1950.

DIAS, N. L. Notas de Aula. *Mecânica dos Fluidos*. Programa de Pós Graduação em Métodos Numéricos em Engenharia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba–PR, 2003.

DIAS, N. L. Notas de Aula. *Micrometeorologia*. Programa de Pós Graduação em Métodos Numéricos em Engenharia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba–PR, 2004.

DIAS, N. L. Notas de Aula. *Mecânica da Turbulência*. Programa de Pós Graduação em Métodos Numéricos em Engenharia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba–PR, 2011.

DIAS, N. L.; CANCELLI, D. M.; VISSOTTO JR., D. Desafios e lições da medição moderna de evaporação em grandes lagos. In: ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE RECURSOS HÍDRICOS. *CDROM Anais II Simpósio de Recursos Hídricos do Sul-Sudeste*. [S.l.], 2008.

DIAS, N. L.; CANCELLI, D. M.; VISSOTTO JR., D. Directional analysis of over-lake water vapor and heat fluxes. In: AMERICAN GEOPHYSICAL UNION. *EOS Trans AGU 91(26) Meet. Am. Suppl.* Foz do Iguaçu, Brazil, 2010. p. Abstract H21A–01.

DIAS, N. L.; DUARTE, H. F.; MAGGIOTTO, S. R.; GRODZKI, L. An attenuated eddy covariance method for latent heat flux measurements. *Water Resources Research*, v. 43, p. W04415, 2007.

DIAS, N. L.; GRODZKI, L.; MAGGIOTTO, S. R.; SANCHEZ, S. S.; KAN, A.; da SILVA, N. G. M. *Hidroclimatologia, estações micrometeorológicas e experimento intensivo de campo n.º 1 de Furnas (EXFU-1)*. Curitiba, Julho 2003.

DIAS, N. L.; KAN, A.; GRODZKI, L.; SANCHEZ, S. D.; VISSOTTO JR., D. O método de covariâncias turbulentas atenuadas (MCTA) para medição dos fluxos de calor sensível e latente: aplicação ao lago de Itaipu e seu redor. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 7, n. 1, p. 143–160, 2002.

DIAS, N. L.; MAGGIOTTO, S. R. Medição de umidade em alta frequência com um sensor capacitivo ventilado. In: DEGRAZIA, G. A. (Ed.). *Ciência e Natura, III Workshop Brasileiro de Micrometeorologia*. Santa Maria RS: Universidade Federal de Santa Maria, 2003. Especial, p. 195–199. ISSN 0100-8307.

DIAS, N. L.; MALHEIROS, A. L. Resultados de 2 anos de medição de evaporação no lago de Itaipu com o método de covariâncias turbulentas atenuadas: comparação com o balanço de energia, sazonalidade e episódios de evaporação intensa. In: *CD-ROM, XV Simpósio Brasileiro de Recursos hídricos*. Curitiba: Associação Brasileira de Recursos hídricos, 2003.

DIAS, N. L.; REIS, R. J. Métodos de cálculo do balanço de entalpia em lagos e erros associados. *Revista Brasileira de Recursos hídricos*, v. 3, n. 3, p. 45–56, 1998.

DIAS, N. L.; VISSOTTO JR., D. The effect of temperature-humidity similarity on Bowen ratios, dimensionless standard deviations, and mass transfer coefficients over a lake. *Hydrological Processes*, v. 31, n. 2, p. 256–269, 2016. ISSN 1099-1085. HYP-15-0709.R2. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10925>>.

- DYER, A. J.; MAHER, F. J. Automatic eddy-flux measurement with the evapotron. *Journal of Applied Meteorology*, American Meteorological Society, v. 4, n. 5, p. 622–625, 1965. ISSN 0021-8952. Doi: 10.1175/1520-0450(1965)004<0622:AEFMWT>2.0.CO;2.
- DYER, A. J.; PRUITT, W. O. Eddy-Flux Measurements over a Small, Irrigated Area. *Journal of Applied Meteorology*, American Meteorological Society, v. 1, n. 4, p. 471–473, 1962. ISSN 0021-8952. Doi: 10.1175/1520-0450(1962)001<0471:EFMOAS>2.0.CO;2.
- FAUSETT, L. *Fundamentals of Neural Networks: Architectures, Algorithms, and Applications*. [S.l.]: Prentice-Hall, Inc., 1994.
- FOKEN, T. 50 years of the Monin-Obukhov Similarity Theory. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 119, n. 3, p. 431 – 447, 2006.
- FOKEN, T. THE ENERGY BALANCE CLOSURE PROBLEM: AN OVERVIEW. *Ecological Applications*, Ecological Society of America, v. 18, n. 6, p. 1351–1367, 2008. ISSN 1051-0761. Doi: 10.1890/06-0922.1.
- FOKEN, T.; WICHURA, B. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 78, p. 83–105, 1996.
- FOKEN, T.; WIMMER, F.; MAUDER, M.; THOMAS, C.; LIEBETHAL, C. Some aspects of the energy balance closure problem. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 6, p. 4395 – 4402, 2006.
- FRITSCHEN, L. J.; QIAN, P.; KANEMASU, E. T.; NIE, D.; SMITH, E. A.; STEWART, J. B.; VERMA, S. B.; WESELY, M. L. Comparisons of surface flux measurement systems used in FIFE 1989. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, n. D17, p. 18697–18713, 1992.
- GAO, Z.; LIU, H.; KATUL, G. G.; FOKEN, T. Non-closure of the surface energy balance explained by phase difference between vertical velocity and scalars of large atmospheric eddies. *Environmental Research Letters*, v. 12, n. 3, p. 034025, 2017. Disponível em: <<http://stacks.iop.org/1748-9326/12/i=3/a=034025>>.
- GARRATT, J. *The atmospheric boundary layer*. [S.l.]: Cambridge University Press, U.K., 1994. 335 p. 316 pp.
- GRYNING, S.; HOLTSLAG, A. A. M.; IRWIN, J.; SIVERTSEN, B. Applied dispersion modeling based on meteorological scaling parameters. *Atmospheric Environment*, v. 21:, p. 79–89., 1987.
- HICKS, B. B. Propeller anemometers as sensors of atmospheric turbulence. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 3, p. 214–228, 1972.
- HÖGSTRÖM, U. Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 78, n. 3, p. 215–246, 1996. ISSN 1573-1472.
- HORST, T. W. The footprint for estimation of atmosphere-surface exchange fluxes by profile techniques. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 90, n. 2, p. 171–188, 1999. ISSN 1573-1472. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1023/A:1001774726067>>.

- HORST, T. W. The footprint for estimation of atmosphere-surface exchange fluxes by profile techniques. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 90, n. 2, p. 171–188, 1999. ISSN 00068314.
- HORST, T. W.; ONCLEY, S. P.; SEMMER, S. R. Measurement of water vapor fluxes using capacitive r.h. sensors and cospectral similarity. In: *12th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, Preprints*. Vancouver, BC, Canada: American Meteorological Society, 1997. p. 360–361.
- HORST, T. W.; WEIL, J. C. Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 59, n. 3, p. 279–296, 1992. ISSN 00068314.
- HOY, E. D.; STEPHENS, S. K. *The measurement and estimation of lake evaporation from four Australian water storages*. AWRC, Canberra, 1977. v. 21.
- HSIEH, C.; KATUL, G. G. Dissipation methods, Taylor's hypothesis, and stability correction functions in the atmospheric surface layer. *Journal of Geophysical Research*, v. 102, n. D14, p. 16391–16405, 1997.
- HSIEH, C.; KATUL, G. G.; SCHIEDGE, J.; SIGMON, J.; KNOERR, K. R. Estimation of momentum and heat fluxes using dissipation and flux-variance methods in the unstable surface layer. *Water Resources Research*, v. 32, 1996.
- HSIEH, C.-I.; CHI, G. K. T.-W. An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Advances in Water Resources*, v. 23, p. 765–772, 2000.
- HSIEH, C.-i.; KATUL, G.; CHI, T.-w. An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Advances in Water Resources*, v. 23, p. 765–772, 2000.
- HUANG, J.; LEE, X.; PATTON, E. G. Dissimilarity of scalar transport in the convective boundary layer in inhomogeneous landscapes. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 130, p. 327–345, 2009.
- INTERNATIONAL HYDROPOWER ASSOCIATION (IHA). *GHG Measurement Guidelines for Freshwater Reservoirs*. [S.l.], 2010.
- JONES, F. E. (Ed.). *Evaporation of water: with emphasis on applications and measurements*. 1. ed. Chelsea: Lewis Publishers, 1992. 200 p.
- JONES, J. I. P.; BUTLER, H. E. The measurements of gustiness in the first few thousand feet of the atmosphere. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, v. 84, p. 17–24, 1958.
- KADER, B. A.; YAGLOM, A. M. Mean fields and fluctuation moments in unstably stratified turbulent boundary layers. *Journal of Fluid Mechanics*, v. 212, p. 637–662, 1990.
- KAIMAL, J.; FINNIGAN, J. *Boundary-Layer Flows*. [S.l.]: Oxford University Press, 1994. 289 pp.
- KAMGAR-PARSI, B.; KAMGAR-PARSI, B.; NETANYAHU, N. S. A nonparametric method for fitting a straight line to a noisy image. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, II, p. 998–1001, 1989.

- KATUL, G. G.; HSIEH, C.-I. A note on the flux-variance similarity relationships for heat and water vapour in the unstable atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 90, p. 327–338, 1999.
- KLJUN, N.; CALANCA, P.; ROTACH, M. W.; SCHMID, H. P. A simple two-dimensional parameterisation for Flux Footprint Prediction (FFP). *Geoscientific Model Development*, v. 8, n. 11, p. 3695–3713, 2015. ISSN 19919603.
- KLJUN, N.; ROTACH, M.; SCHMID, H. A three-dimensional backward lagrangian footprint model for a wide range of boundary-layer stratifications. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 103, n. 2, p. 205–226, 2002. ISSN 1573-1472.
- LANG, A.; MCNAUGHTON, K.; FAZU, C.; BRADLEY, E.; OHTAKI, E. Inequality of eddy transfer coefficients for vertical transport of sensible and latent heats during advective inversions. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 25, p. 25–41, 1983.
- LEE, X.; MASSMAN, W.; LAW, B. (Ed.). *Handbook of Micrometeorology*. [S.l.]: Kluwer Academic Publishers, 2004. 250 pp.
- MCNAUGHTON, K. G.; LAUBACH, J. Unsteadiness as a cause of non-equality of eddy diffusivities for heat and vapour at the base of an advective inversion. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 88, n. 3, p. 479–504, 1998.
- MELESSE, A. M.; HANLEY, R. S. Artificial neural network application for multi-ecosystem carbon flux simulation. *Ecological Modelling*, v. 189, p. 305–314, 2005.
- MISHRA, A. K.; DESAI, V. R. Drough forecasting using feed-forward recursive neural network. *Ecological Modelling*, v. 198, p. 127–138, 2006.
- MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Originally published in Trans. Geophys Inst. Akad. Nauk. URSS.*, v. 151, p. 163–187, 1954.
- MONTEITH, J. L. *Principles of environmental physics*. London: Edward Arnold, 1973.
- MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; LIEW, M. W. V.; BINGNER, R. L.; HARMEL, R. D.; VEITH, T. L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, v. 50, n. 3, p. 885–900, 2007. Disponível em: <<http://swat.tamu.edu/media/1312/moriasimodeleval.pdf>>.
- NASH, J.; SUTCLIFFE, J. River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, v. 10, n. 3, p. 282 – 290, 1970. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169470902556>>.
- OHMURA, A. Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. *Journal of Applied Meteorology*, v. 21, p. 595–598, 1982.
- ONCLEY, S. P.; FOKEN, T.; VOGT, R.; KOHSIEK, W.; DEBRUIN, H. A. R.; BERNHOFER, C.; CHRISTEN, A.; GORSEL, E. van; GRANTZ, D.; FEIGENWINTER, C.; LEHNER, I.; LIEBETHAL, C.; LIU, H.; MAUDER, M.; RIBEIRO, A. P.; WEIDINGER, T. The energy balance experiment ebex-2000. part i: overview and energy balance. *Boundary-Layer Meteorology*, 2000.



- OOBA, M.; HIRANO, T.; MOGAMI, J.-I.; HIRATA, R.; FUJINUMA, Y. Comparisons of gap-filling methods for carbon flux dataset: A combination of a genetic algorithm and an artificial neural network. *Ecological Modelling*, v. 198, n. 3–4, p. 473–486, 2006.
- PASQUILL, F. Evaporation from a plane, free-liquid surface into a turbulent air stream. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, A, n. 182, p. 57–94, 1943.
- PASQUILL, F. Some aspects of boundary layer description. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, John Wiley & Sons, Ltd, v. 98, n. 417, p. 469–494, 1972. ISSN 1477-870X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/qj.49709841702>>.
- PAYERO, J. O.; NEALE, C. M. U.; WRIGHT, J. L.; ALLEN, R. G. Guidelines for validating Bowen ratio data. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, v. 46, n. 4, p. 1051–1060, 2003.
- PENMAN, H. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society, London*, A, n. 193, p. 120–146, 1948.
- PEREZ, P. J.; CASTELLVI, F.; IBÁÑEZ, M.; ROSELL, J. I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 97, p. 141–150, 1999.
- POPE, S. B. *Turbulent Flows*. Cambridge: Cambridge University Press, 2000.
- R. M. YOUNG, COMPANY. *Ultrasonic anemometer model 81000 instructions manual*. 81000-90. ed. [S.l.], 2000.
- REIS, R. J.; DIAS, N. L. Multi-season lake evaporation: energy-budget estimates and CRLE model assessment. *Journal of Hydrology*, v. 208, p. 135–147, 1998.
- REYNOLDS, O. On the extent and action of the heating surface of steam boilers, Proceedings of the Literary and Philosophical Society of Manchester, Vol XIV, session 1874-5. In: *Papers on Mechanical and Physical Subjects*. [S.l.]: Cambridge University Press, 1900. p. 81–85.
- RIMMER, A.; SAMULES, R.; LECHINSKY, Y. A comprehensive study across methods and time scales to estimate surface fluxes from lake Kinneret, Israel. *Journal of Hydrology*, v. 379, p. 181–192, 2009.
- ROSENBERRY, D. O.; STURROCK, A. M.; WINTER, T. C. Evaluation of the energy budget method of determining evaporation at Williams lake, Minnesota, using alternative instrumentation and study approaches. *Water Resources Research*, v. 29, n. 8, p. 2473–2483, August 1993.
- RUELLE, D. Where can one hope to profitably apply the ideas of chaos? *Physics Today*, v. 47, n. 7, p. 24–30, July 1994.
- SAGAUT, P.; CAMBON, C. *Homogeneous Turbulence Dynamics*. [S.l.]: Cambridge, 2008.
- SALESKY, S. T.; CHAMECKI, M.; DIAS, N. L. Estimating the random error in eddy-covariance fluxes and other turbulence statistics: the filtering method. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 144, p. 113–135, 2012.

- SCHMID, H. P. Source areas for scalars and scalar fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 67, n. 3, p. 293–318, 1994. ISSN 00068314.
- SCHMIDT, A.; WRZESINSKY, T.; KLEMM, O. Gap filling and quality assessment of CO<sub>2</sub> and water vapour fluxes above an urban area with radial basis function neural networks. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 126, n. 3, p. 389–413, 2008.
- SILANS, A. P. de; MONTENY, B. A.; L'HOMME, J. P. The correction of soil heat flux measurements to derive an accurate surface energy balance by the Bowen ratio method. *Journal of Hydrology*, v. 188–189, p. 453–465, 1997.
- STANNARD, D.; ROSENBERRY, R. A comparison of short-term measurements of lake evaporation using eddy-correlation and energy budget methods. *Journal of Hydrology*, v. 122, p. 15–22, 1991.
- STULL, R. *An Introduction to Boundary-Layer Meteorology*. Dordrecht: Kluwer, 1988.
- STULL, R. B. A convective transport theory for surface fluxes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 51, n. 1, p. 3–22, 1994.
- SUTTON, O. G. Wind structure and evaporation in a turbulent atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, The Royal Society, v. 146, n. 858, p. 701–722, 1934. ISSN 0950-1207.
- TANNER, B. D.; GREENE, J. P.; BINGHAM, G. E. A Bowen ratio design for long term measurements. In: *International Winter Meeting*. [S.l.: s.n.], 1987. v. 30, p. 1–6.
- TANNY, J.; COHEN, S.; ASSOULINE, S.; LANGE, F.; GRAVA, A.; BERGER, D.; TELTCH, B.; PARLANGE, M. Evaporation from a small water reservoir: Direct measurements and estimates. *Journal of Hydrology*, v. 351, p. 218–229, 2008.
- TENNEKES, H.; LUMLEY, J. L. *A first course in turbulence*. Cambridge, Massachusetts: The MIT Press, 1972.
- VERBURG, P.; ANTENUCCI, J. P. Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake Tanganyika. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, v. 115, p. D11109, 2010.
- VERMA, S. B. Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy. *Remote Sensing Reviews*, v. 5, n. 1, p. 99–115, 1990.
- VERMA, S. B.; ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L. Turbulent exchange coefficients for sensible heat and water vapor under advective conditions. *Journal of Applied Meteorology*, v. 17, p. 330–338, 1978.
- VESALA, T.; HUOTARI, J.; RANNIK, Ü.; SUNI, T.; SMOLANDER, S.; SOGACHEV, A.; LAUNIAINEN, S.; OJALA, A. Eddy covariance measurements of carbon exchange and latent and sensible heat fluxes over a boreal lake for a full open-water period. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 111, n. D11, 2006. ISSN 2156-2202. D11101.

VESALA, T.; KLJUN, N.; RANNIK, Ü.; RINNE, J.; SOGACHEV, A.; MARKKANEN, T.; SABELFELD, K.; FOKEN, T.; LECLERC, M. Flux and concentration footprint modelling: State of the art. *Environmental Pollution*, Elsevier BV, v. 152, n. 3, p. 653–666, Apr 2008. ISSN 0269-7491. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.envpol.2007.06.070>>.

VISSOTTO JR., D.; DIAS, N. L. Método empírico para determinação de outliers em séries de fluxos de dados micrometeorológicos pós-processados. *Ciência e Natura*, Santa Maria, RS, n. Especial, p. 150–152, Dez 2013.

VISSOTTO JR., D.; DIAS, N. L.; CANCELLI, D. M. Uma avaliação sistemática das correções do método de covariâncias turbulentas atenuadas para a medição de evaporação em lagos. In: ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE RECURSOS HÍDRICOS. *Anais, CD-ROM XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos hídricos*. [S.l.], 2009.

VISSOTTO JR., D.; DIAS, N. L.; CRIVELLARO, B. L.; ARMANI, F. A. S.; CHOR, T. Sistema autônomo de energia para monitoramento micrometeorológico. In: *Anais, VIII Workshop Brasileiro de Micrometeorologia*. Santa Maria, RS: [s.n.], 2013.

VISSOTTO JR., D.; HOELTGEBAUM, L. E. B.; ALMEIDA, R. C. Estimativa de fluxo de calor latente em reservatórios através de redes neurais artificiais. *Ciência e Natura*, Santa Maria, RS, n. Especial, Dez 2016.

WARNAKA, K.; POCHOP, L. Analyses of equations for free water evaporation estimates. *Water Resources Research*, 1988.

WEBB, E. K.; PEARMAN, G. I. Correction of CO<sub>2</sub> transfer measurements for the effect of water vapor transfer. In: *Second Australian Conference on Heat and Mass Transfer*. The University of Sydney, Australia: [s.n.], 1977. p. 469–476.

WEBB, E. K.; PEARMAN, G. I.; LEUNING, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, v. 106, p. 85–100, 1980.

WELTY, J. R.; WICKS, C. E.; WILSON, R. E. *Fundamentals of Momentum, Heat and Mass Transfer*. [S.l.]: John Wiley and Sons, 1984.

WIJK, M. T. van; BOUTEN, W. Water and carbon fluxes above european coniferous forest modelled with neural network. *Ecological Modelling*, 1999.

WILLMOTT, C. J. On the validation of models. *Physical Geography*, v. 2, n. 2, p. 184–194, 1981. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/02723646.1981.10642213>>.

WILLMOTT, C. J. Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 63, p. 1309–1369, nov. 1982.

WILLMOTT, C. J.; ROBESON, S. M.; MATSUURA, K. A refined index of model performance. *International Journal of Climatology*, John Wiley & Sons, Ltd., v. 32, n. 13, p. 2088–2094, 2012. ISSN 1097-0088. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.2419>>.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.; GRELLE, A.; IBROM, A.; LAW, B. E.; KOWALSKI, A.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSON, R.; OECHEL,



W.; TENHUNEN, J.; VALENTINI, R.; VERMA, S. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 113, p. 223–243, 2002.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. 7. ed. Geneva, 2006.

WYNGAARD, J. C. *Turbulence in the atmosphere*. [S.l.]: Cambridge, 2010.

WYNGAARD, J. C.; COTÉ, O. R.; IZUMI, Y. Local free convection, similarity, and the budgets of shear stress and heat flux. *Journal of Atmospheric Science*, v. 28, p. 1171–1182, 1971.

YAGLOM, A. A. Comments on wind and temperature flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 11, p. 89–102, 1977.

# **APÊNDICE A – METODOLOGIAS ESTATÍSTICAS E ESTIMATIVA DA RETA DE REGRESSÃO PARA DADOS NÃO PARAMÉTRICOS**

Quando comparados os dois resultados, confrontando os dados num gráfico da variável  $x$  *versus* variável  $y$ , a primeira análise após a inspeção visual da relação 1:1 é estabelecer qual é a função de relação que existe, tal que  $y = f(x)$  possa representar esta estimativa. A expectativa é de que os dados apresentem uma relação 1:1 ou similar, por isto é comum adotar a regressão linear como estimativa desta relação, tal que  $y = f(x) = ax + b$  com  $a$  e  $b$  os coeficientes angular e linear da reta, respectivamente. Geralmente pressupõe-se o valor de  $b = 0$ .

A regressão linear por mínimos quadrados é o principal método adotado pelas ferramentas de regressão linear para estimar os parâmetros  $a$  e  $b$  da função  $f(x)$ . O método consiste basicamente em minimizar a dispersão das diferenças dos pontos  $(y - x)$  em torno da média das diferenças  $(\overline{y - x})$ . No entanto, pela própria concepção do método, este ajuste não é simétrico. Quando estimado o coeficiente angular para função  $y = ax$  pelos mínimos quadrados, ao estimar os coeficiente para a relação  $x = Ay$  resultará em  $A \neq \frac{1}{a}$ .

Em um conjunto de dados em que não é possível fazer referência a uma variável dependente, como no caso entre  $Bo_f$  e  $Bo_g$ , o método dos mínimos quadrados não é um estimador adequado pois não garante a simetria entre as inclinações angulares da relação  $Bo_f \times Bo_g$  e  $Bo_g \times Bo_f$ . Nestes casos, um estimador simétrico que será utilizado para a determinação da

inclinação angular é a mediana das inclinações (KAMGAR-PARSI et al., 1989). Estabelecendo a mediana do conjunto de inclinações, tanto para  $\text{Bo}_f \times \text{Bo}_g$  quanto para  $\text{Bo}_g \times \text{Bo}_f$  as regressões lineares  $y = ax$  e  $x = Ay$  resultarão em  $A = \frac{1}{a}$ .

Quando o comportamento médio das diferenças é melhor representado pela mediana, outra questão que surge é na determinação das incertezas em torno da mediana. Para um conjunto de distribuição normal, o desvio-padrão  $\sigma$  é o indicador das variâncias (ou incertezas) em torno da média. No entanto, Kamgar-Parsi et al. (1989) não abordaram o cálculo das incertezas no seu trabalho.

Neste trabalho foi adaptado o conceito introduzido por Salesky et al. (2012) para estimar a incerteza da mediana sobre uma amostra  $(x_1, x_2, \dots, x_T)$ . A série de dados é quantificada através da técnica de *bootstrap* supondo que o decaimento de uma função potência pode explicar a incerteza sobre a mediana de blocos de dados de tamanho  $\Delta < T$ , chegando-se a estimativa da incerteza para todo o conjunto de dados através de uma extrapolação linear simples.

Se  $\tilde{x}$  representa a mediana sobre todo o conjunto de dados, então

$$\tilde{x}_\Delta^t = \text{mediana}(x_t, x_{t+1}, \dots, x_{t+\Delta-1}). \quad (\text{A.1})$$

Uma estimativa usual para o erro médio quadrático MSE de  $\tilde{x}_\Delta^t$  é

$$\tilde{s}_T^2 = \text{MSE}(\tilde{x}_\Delta^t) = \frac{1}{T - \Delta + 1} \sum_{t=1}^{T-\Delta+1} (\tilde{x}_\Delta^t - \tilde{x})^2, \quad (\text{A.2})$$

onde  $\tilde{s}_T$  é o desvio-padrão da mediana sobre um conjunto de dados.

Na essência, o método de Salesky et al. (2012) é a observação que o  $\tilde{s}_T^2$  segue uma lei de potência em  $\Delta$ . Claramente, percebe-se que os valores amostrais de  $\tilde{s}_T^2$  não seguem totalmente a lei de potência para todo o intervalo de  $T$ , porque a equação (A.2) não é um estimador muito bom quando o tamanho da amostra se aproxima do tamanho do conjunto de dados ( $\Delta \sim T$ ).

Para contornar este problema, é possível fazer a equação de ajuste da lei de potência para valores amostrais com  $\Delta$  suficientemente pequenos, enquanto tenham um comportamento linear,

extrapolando o valor da reta para  $T$ . Este procedimento é mostrado nas figuras A.1–A.6 para a mediana da razão de Bowen onde  $\tilde{s}_T^2$  é amostrado. A raiz quadrada de  $\tilde{s}_T^2$  é o desvio-padrão de  $\tilde{x}$ .

Foi gerada uma série aleatória de dados de distribuição normal de média 0 e variância 1, utilizando o *python*: `numpy.random.normal(0, 1, Δ)` com  $\Delta = 900$ . Para uma distribuição normal com média 0 e variância 1, consequentemente  $\tilde{s}_T^2 = 1/\Delta = 0,00111$ . A série com 900 pontos foi utilizada para validação do método.

Os dados foram separados em blocos de dados para aplicação do método *bootstrap*. Foram utilizadas duas técnicas de separação, a primeira separando os blocos de dados de tamanho  $\Delta$  com sobreposição de dados e a segunda separando os blocos de dados de tamanho  $\Delta$  sem sobreposição de dados (intercalados).

Primeiramente foi realizada a aplicação do *bootstrap* para desvio com relação a média para as duas técnicas de separação dos blocos, visto que a sua incerteza é conhecida. As duas técnicas de separação dos dados apresentaram resultados bastante semelhantes. A figura A.1 apresenta o resultado para a incerteza da média utilizando blocos sobrepostos a esquerda e utilizando blocos intercalados a direita.

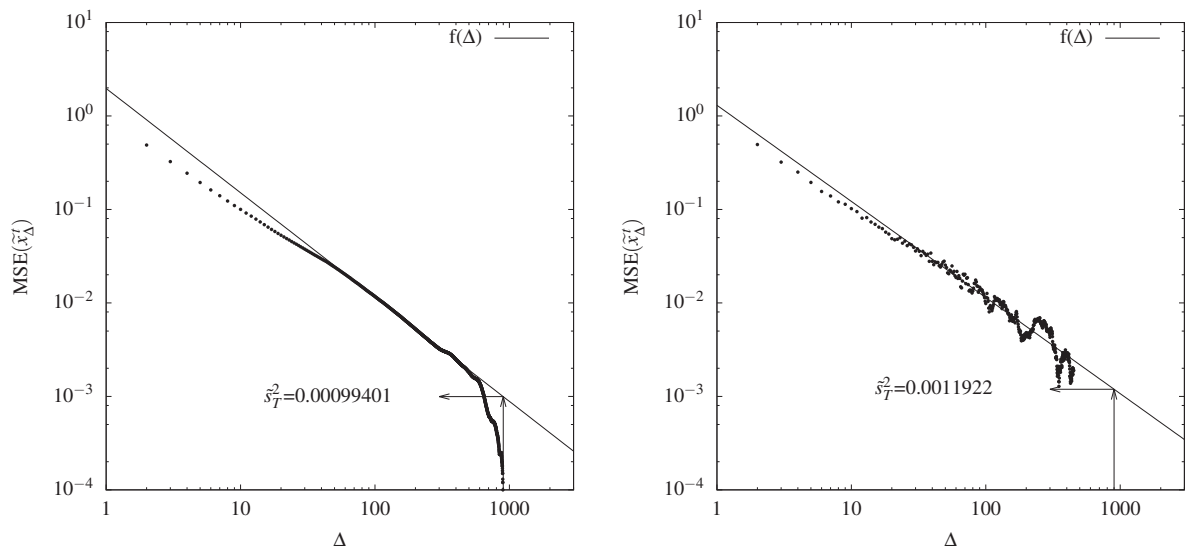


Figura A.1: Resultados de verificação do *bootstrap* para desvio da média com sobreposição (esquerda) e intercalados (direita) para os dados de referência.

Quando os dados não apresentam simetria, o resultado esperado para o valor médio é substituído pela mediana. Neste caso, o método *bootstrap* também precisa ser validado para as estimativas das incertezas através da mediana. A aplicação do *bootstrap* para desvio com relação a mediana para as duas técnicas de separação também apresentou resultados semelhantes. A figura A.2 apresenta o resultado para a incerteza da mediana utilizando blocos sobrepostos a esquerda e utilizando blocos intercalados a direita.

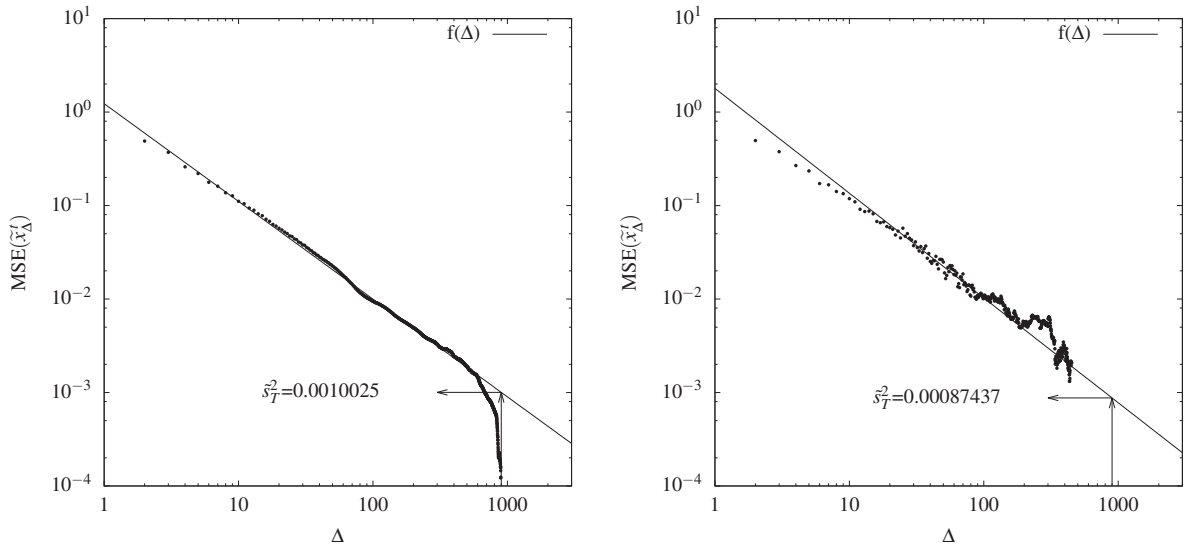


Figura A.2: Resultados de verificação do *bootstrap* para desvio da mediana com sobreposição (esquerda) e intercalados (direita) para os dados de referência.

Após verificado o método do *bootstrap* para a determinação das incertezas dos desvios médio e mediano da amostra de referência, o método foi aplicado então para os dados de inclinações angulares ( $a = \arctan(Bo_g, Bo_f)$ ) entre a razão de Bowen medida por fluxos e medida por gradientes, conforme são apresentados os resultados pela figura 1.1 na Introdução.

A aplicação do *bootstrap* para desvio com relação a média para as duas técnicas de separação dos blocos nos dados de razão de Bowen, conforme esperado, também apresentaram resultados semelhantes. A figura A.3 apresenta o resultado para a média utilizando blocos sobrepostos a esquerda e utilizando blocos intercalados a direita. É possível verificar que para dados medidos as duas técnicas de separação dos blocos também apresentaram comportamento semelhante.

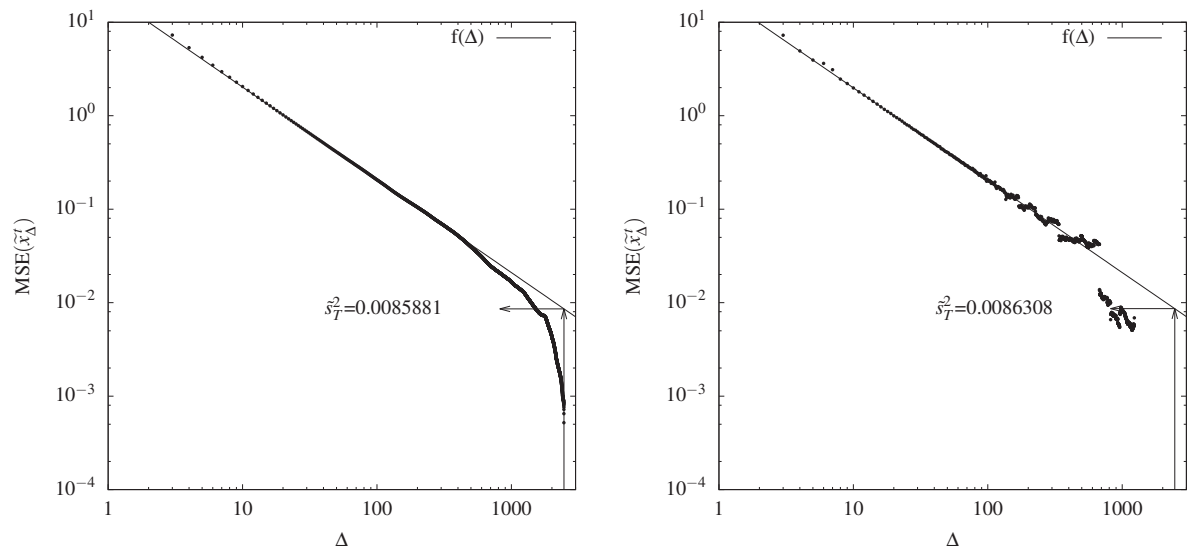


Figura A.3: Resultados de aplicação do *bootstrap* para desvio da média com sobreposição (esquerda) e intercalados (direita) para todo o período de dados.

No entanto, como para os dados da razão de Bowen não é possível estabelecer qual é a variável dependente, o valor médio é substituído pela mediana para garantir a simetria da análise.

A aplicação do *bootstrap* para desvio com relação a mediana para as duas técnicas de separação dos blocos dos dados de razão de Bowen também apresentaram resultados semelhantes. A figura A.4 apresenta o resultado para as incertezas da mediana utilizando blocos sobrepostos a esquerda e utilizando blocos intercalados a direita para os dados de inclinações angulares da razão de Bowen.

É possível perceber que ambos os métodos de separação de blocos resultam numa mesma estimativa aproximada do desvio mediano, o que reforça o fato de que a técnica de blocos intercalados pode substituir a técnica de blocos sobrepostos. Isto representa uma vantagem no processamento de grandes conjuntos de dados, visto que a separação por blocos intercalados diminui significativamente a quantidade de blocos e o tempo total de processamento. Neste trabalho, como o tempo de processamento não foi fator limitante, optou-se por adotar a técnica de *bootstrap* para blocos sobrepostos, aumentando o número total de blocos de análise a fim de melhorar a precisão das estimativas das incertezas. Para ajustes da reta de regressão da inclinação

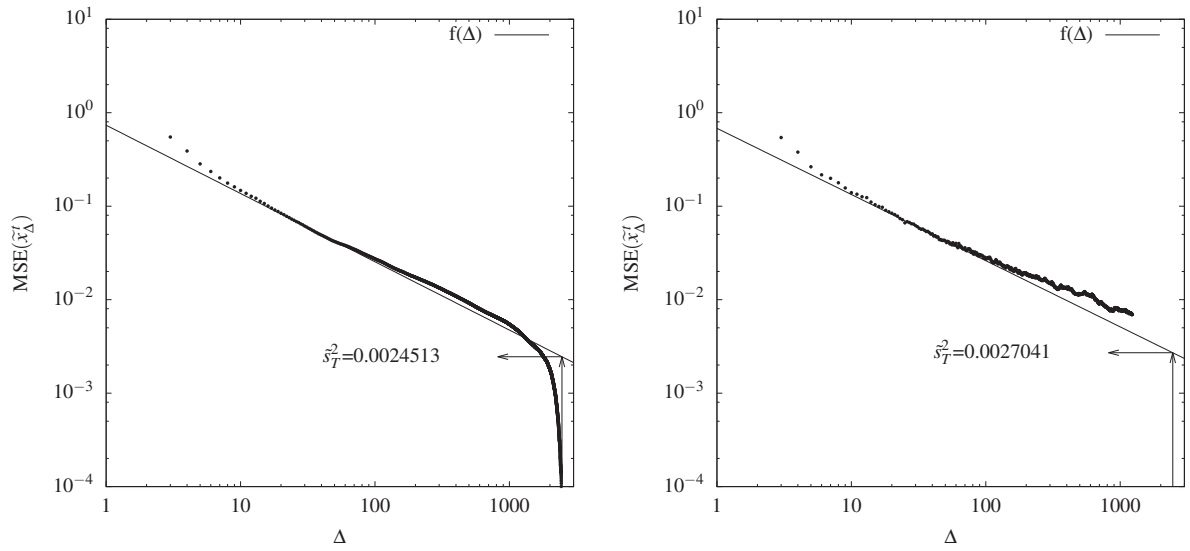


Figura A.4: Resultados de aplicação do *bootstrap* para desvio da mediana com sobreposição (esquerda) e intercalados (direita) para todo o período de dados.

pela lei de potência foram considerados os primeiros 40 blocos (em  $\Delta$ ), que após ajustada é extrapolada para o número  $N$  de dados de cada conjunto de dados de análise.

A aplicação do *bootstrap* para desvio com relação a média para as duas técnicas de separação dos blocos nos dados de razão de Bowen, conforme esperado, também apresentaram resultados semelhantes. A figura A.5 apresenta o resultado para a média utilizando blocos sobrepostos a esquerda e utilizando blocos intercalados a direita. É possível verificar que para dados medidos as duas técnicas de separação dos blocos também apresentaram comportamento semelhante.

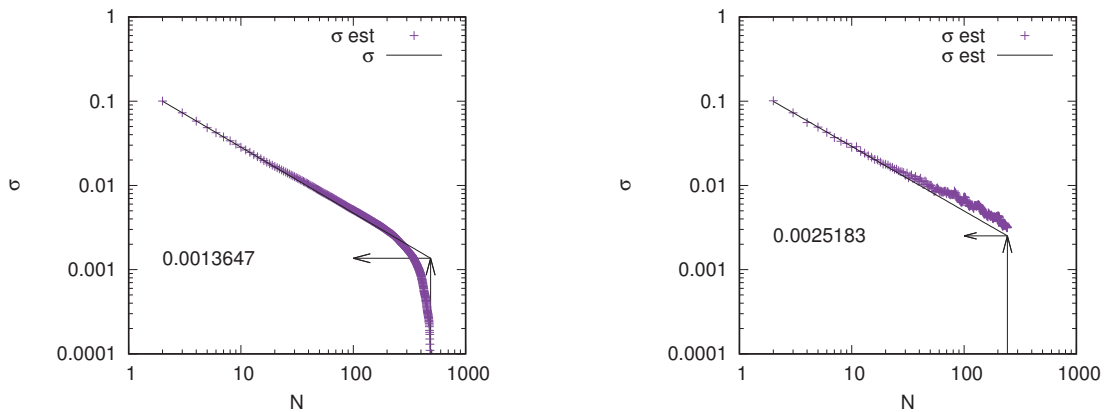


Figura A.5: Resultados de aplicação do *bootstrap* para desvio da média com sobreposição (esquerda) e intercalados (direita) para os dados de razão de Bowen com  $Sf_{\theta_q} > 950$ .

Novamente substituindo o valor médio pela mediana para garantir a simetria da análise, a aplicação do *bootstrap* para desvio com relação a mediana para as duas técnicas de separação dos blocos dos dados de razão de Bowen também apresentaram resultados semelhantes. A figura A.6 apresenta o resultado para as incertezas da mediana utilizando blocos sobrepostos a esquerda e utilizando blocos intercalados a direita para os dados de inclinações angulares da razão de Bowen.

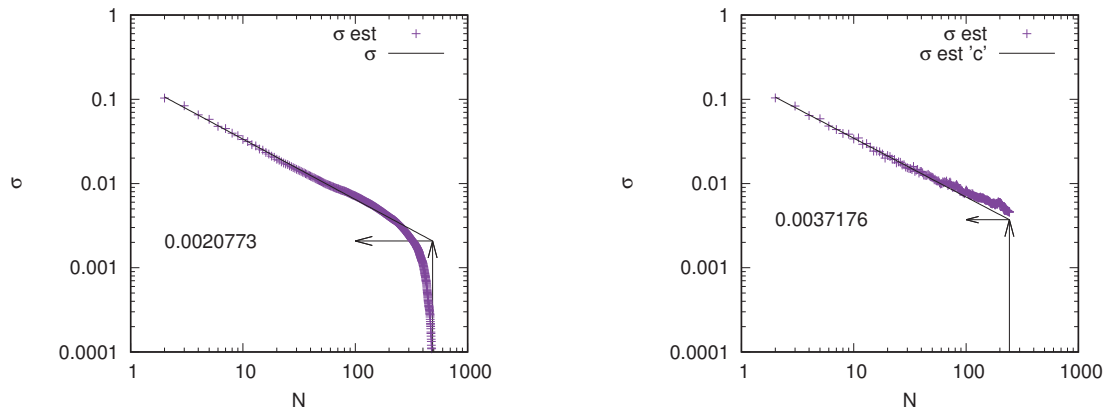


Figura A.6: Resultados de aplicação do *bootstrap* para desvio da mediana com sobreposição (esquerda) e intercalados (direita) para os dados de razão de Bowen com  $Sf_{\theta_q} > 950$ .